

UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA



Escuela Técnica Superior de Ingenierías de Caminos, Canales y
Puertos de Barcelona

Disipación del calor en un sistema geotérmico de baja entalpía

Tesina de Máster

Autor:

Baorui Ji

Tutor:

DANIEL FERNANDEZ GARCIA

Cotutor:

ALBERT FOLCH SANCHO

Barcelona, Mayo de 2015

AGRADECIMIENTO

A mi tutor Daniel Fernandez Garcia, por sus altos conocimientos y amplia experiencia en el campo de hidrogeología, su excelente dirección y su incondicional dedicación para que poder realizar este trabajo de tesis, su amistad y consejos y sobre todo por su magnífica tolerancia, comprensión y apoyo.

A la oportunidad del programa entre Universidad Politécnica de Cataluña (UPC) y China university of Petroleum(CUP). También a la empresa China National Petroleum Corporation(CNPC) por la beca que me ofrece.

A mis compañeros de clase y de piso, Lin Jiang, Peng Xie , Peng Sun y los de más, gracias a su compañía.

A mi familia, por su apoyo y su optimismo en los tres años de estudio que he pasado aquí.

Resumen

Los sistemas geotérmicos de baja entalpía se han posicionado como una alternativa sólida en términos de climatización de edificios y producción de agua caliente sanitaria. La profundidad del sistema vertical generalmente es enterrado hasta 40-200m, en tales estratos de profundidad, más o menos hay filtración de aguas subterráneas, especialmente en las zonas costeras o zonas ricas de aguas subterráneas puede tener el flujo de las aguas subterráneas. Sin embargo, en la práctica, su diseño óptimo se ve comprometido por falta de conocimiento científico-técnico sobre la interacción que existe entre el terreno y el intercambiador de calor.

En este trabajo fue creado un modelo con el fin de simular el transporte de calor en un sistema geotérmico vertical y cerrado. En principio se evalúa la influencia de la conductividad hidráulica y la heterogeneidad.

Independientemente de condiciones homogéneas o heterogéneas, ambas varianzas de la conductividad hidráulica del campo provoca cambios significativos en la distribución de la carga hidráulica, que afecta el campo de velocidad y indirectamente la distribución del calor. Desde el resultado, se encuentra que a mayor velocidad del flujo se obtiene que la nube de partículas de calor tiene menor ancho (menor afectación) y

menor incremento de temperatura; La dispersión efectiva longitudinal es muy grande y la de transversal es pequeña; El pico de temperatura es muy elevado y casi no tiene cola al final del penacho de calor. Todo eso significa que la temperatura de la zona del sondeo llega a constante con poco tiempo.

La heterogeneidad en la conductividad hidráulica del campo también afecta mucho la distribución del calor en el medio poroso. Se observan los siguientes efectos: (1) El camino preferente del calor es muy variable cerca de la sonda de calor; (2) La zona de afectación potencial en un medio heterogéneo es mucho más ancha que en un medio homogénea; (3) La heterogeneidad afecta a la evolución del tiempo medio de llegada cerca del sondeo con poca influencia en la dispersión efectiva longitudinal. Sin embargo, la dispersión efectiva fluctúa con la distancia.

Abstract

The low enthalpy geothermal systems have been positioned as a strong alternative in terms of air conditioning of buildings and domestic hot water. The vertical system is usually buried up to 40-200m depth, in such depth strata, there is more or less groundwater seepage, and groundwater could even flow in coastal areas or areas rich of groundwater. However, in practice, the optimal design is compromised by lack of scientific and technical knowledge on the interaction between the ground and the heat exchanger.

This paper created a model in order to simulate the transport of heat in a closed vertical geothermal system. In principle it is assessed the influence of hydraulic conductivity and heterogeneity.

Regardless of homogeneous or heterogeneous conditions, both variances of the hydraulic conductivity of the field caused significant changes in the distribution of the hydraulic head, which affects the velocity field and heat distribution indirectly. It is obtained that when the higher flow velocity is, the less width has the particle cloud of heat (slightest affectation) and lower increase in temperature; The longitudinal effective dispersion is very large and the cross is small; The peak temperature is very high and has almost no tailing at the end of heat plume. All this means that the temperature of the area of the

survey reaches steady with little time.

The heterogeneity in the hydraulic conductivity of the field also affects the heat distribution in porous media. The following effects are observed: (1) The preferred way of heat is quite variable near the heat exchanger; (2) The potential affecting area in a heterogeneous medium is much wider than in a homogeneous medium; (3) The heterogeneity affects the average arrival time near the survey with little influence on the longitudinal effective dispersion. However, the effective dispersion varies with distance.

ÍNDICE

Resumen	II
Abstract	IV
ÍNDICE	VI
Capítulo 1.Introducción	1
1.1 El sistema de la bomba de calor geotérmica	4
1.2 Revisión bibliográfica	7
1.2.1 Desarrollo de la tecnología	7
1.2.2 Desarrollo de Teoría	10
1.3 Objetivos	14
Capítulo 2. Teoría básica	15
2.1 Transporte del calor	15
2.1.1 Conducción	16
2.1.2 Difusividad	18
2.1.3 Convección	19
2.2 Transporte de solutos	20
2.2.1 Advección	21
2.2.2 Difusión	22
2.2.3 Dispersión	24
2.3 Relación entre el transporte de solutos y el flujo de calor	25
2.4 Random walk.....	26
Capítulo 3. Metodología	32
3.1 Hipótesis.....	32
3.2 Modelo de transporte	33
3.3 RW3D	39
Capítulo 4.Resultado	41
4.1 homogéneo	41

4.2 heterogéneo.....	45
Capítulo 5.Conclusión	55
Referencia	57

Capítulo 1.Introducción

La energía es esencial para todas las actividades humanas, es el motor de la producción de bienes y fundamental para el desarrollo social y económico. La extracción, conversión y utilización de energía genera siempre emisiones y productos secundarios no deseados. Y el incremento de la demanda y consumo de energía fósil supone la principal causa de las emisiones de gases de efecto invernadero.

Después de la crisis energética de 1973, los países desarrollados empezaron a prestar más atención a la energía. Se planteó la urgente necesidad de encontrar y desarrollar fuentes alternativas de energía tradicional, es decir, el recurso energético que es renovable, abundante, descentralizada y no contaminante. En este caso, la tecnología de la energía geotérmica de baja entalpía se desarrolló entre otras energías renovables tales como energía eólica, energía fotovoltaica, etc .

La energía geotérmica se define como la energía almacenada en forma de calor en el interior de la tierra. Se puede aprovechar de diversas maneras en función de las características del subsuelo. Así se puede aprovechar el calor directamente para obtener agua caliente, para generar energía eléctrica, uso directo de aguas hidrotermales, etc. Como hemos dicho, dicha energía está en forma de calor, por lo cual podemos, en función de la temperatura del subsuelo clasificarla en cuatro

categorías: muy baja temperatura, baja temperatura, media temperatura y alta temperatura. Cada categoría abre un amplio abanico de diversos usos.

Dentro de la categoría de baja temperatura ($<30^{\circ}\text{C}$) o de “baja entalpía” se abre la posibilidad del uso del subsuelo como elemento intercambiador de calor para climatización tanto doméstica como pública. Sin embargo el calor contenido en rocas y suelos es demasiado difuso para ser extraído directamente de forma económica, siendo necesario disponer de un fluido, generalmente agua, para transportar el calor hacia la superficie de forma concentrada, mediante sondeos, sondas geotérmicas, colectores horizontales, o mediante intercambiadores de calor tierra-aire enterrados a poca profundidad en el subsuelo (Llopis y Rodrigo, 2008).

Los sistemas geotérmicos de baja entalpía aprovechan la energía interna y la inercia térmica de la tierra, donde aproximadamente entre los diez y veinte metros de profundidad la temperatura del suelo mantiene un equilibrio pese a la oscilación térmica diaria y estacional, de ahí aumenta aproximadamente 3°C cada 100 m de profundidad (VDI 4640, 2010). Esta inercia térmica es la base de los sistemas geotérmicos de baja entalpía que usan como medio de captación sistemas de intercambio de calor con el suelo, destacando en este trabajo los intercambiadores verticales cerrados (borehole) y los sistemas abiertos

que utilizan aguas subterráneas. Para hacer uso del calor extraído es necesario integrar el sistema con una bomba de calor, que actuará como intermediaria entre el sistema de intercambio de calor o colector y el sistema de distribución interno de la vivienda, aportando el complemento de energía necesario para acondicionar térmicamente el hogar. Este sistema permite cubrir las demandas de calefacción, refrigeración y agua caliente sanitaria, según las necesidades térmicas del edificio en cada momento del año con una mayor eficiencia energética que otros sistemas convencionales.

Esta tecnología comenzó a utilizarse hace 40 años, estando completamente desarrollada en la actualidad. En Norteamérica y Europa está muy difundida y países como Alemania, Suecia, Holanda, Suiza o Austria han incrementado notablemente el número de instalaciones de este tipo en los últimos años mejorando su eficiencia energética gracias a las ventajas que presenta frente a las tecnologías convencionales y otras energías renovables. De hecho, en Europa hay más de 800.000 instalaciones en funcionamiento.

Sobre todo, la energía de muy baja entalpía es un recurso energético que está debajo de cualquier terreno de cualquier lugar habitado del planeta, próximo a la superficie. Es la energía renovable y sostenible que se adaptan a las necesidades de climatización de viviendas unifamiliares y de edificios de pequeñas o grandes dimensiones.

1.1 El sistema de la bomba de calor geotérmica

El sistema de bomba de calor geotérmica transfiere el calor desde un foco frío a otro caliente o lo contrario, es decir, desde un foco caliente a otro frío, a través de medio intermedio (generalmente agua o anticongelante) como un portador de calor, y el medio intermedio circulan en un circuito cerrado dentro de unas tuberías plásticas para lograr el intercambio de calor con la tierra.

El sistema consta de tres partes en principio: un sistema de intercambio de calor enterrado en el suelo, sistemas de bombas de calor geotérmicas, y el sistema de terminal interior.

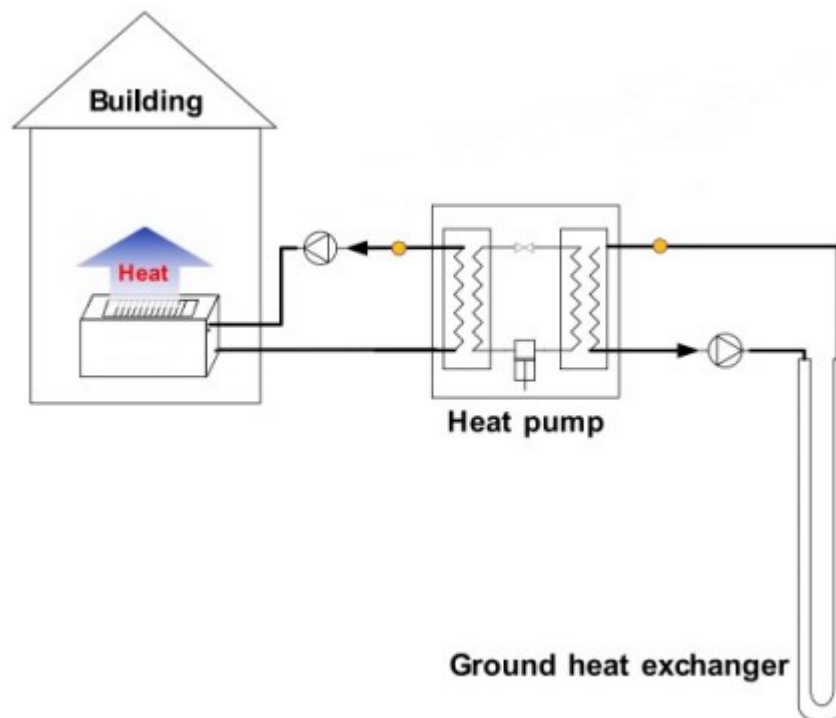


Figura 1.1 Diagrama esquemático del sistema de bomba de calor

El aprovechamiento de la geotermia de muy baja temperatura requiere de la intervención de bombas de calor. En general, una bomba

de calor es una máquina que transfiere el calor desde un foco frío a otro caliente utilizando una cantidad de trabajo relativamente pequeña.

El parámetro COP (Coefficient of Performance) de una bomba de calor es una relación de calefacción o refrigeración proporcionado a la energía eléctrica consumida:

$$\text{COP} = \frac{Q}{W} \quad (1.1)$$

Donde

Q es el calor suministrado a o eliminado del depósito.

W es el trabajo consumida por la bomba de calor.

Lo más alto el COP equivale a menores costos de operación.

Normalmente el COP de la bomba del aire acondicionado es entre 2 y 3, en cambio lo del geotérmino es entre 3 y 4,5. Porque la temperatura subterránea está relativamente constantes durante todo el año, pero la temperatura atmosférica varia mucho. Por eso, la bomba geotérmica tiene una temperatura entrada más cerca de la que queramos que el aire. Por tanto, un aumento del COP de la bomba implica automáticamente que se está utilizando una mayor proporción de energía renovable térmica, según la tipología y profundidad del circuito. En este sentido, la capacidad de producción de calor de origen renovable de una bomba de calor es muy grande en comparación con otras tecnologías, aunque usualmente se requiera para posibilitar tal flujo, de la introducción de una cierta cantidad de energía ya sea eléctrica o térmica.

La bomba de calor es compacta que puede ahorrar espacio. También se puede integrarse con otras fuentes de energía renovables, tales como los paneles solares térmicos, para complementar la parte electricidad.

- intercambiador

Tiene 2 formas del intercambiador subterráneo: vertical y horizontal. La forma de horizontal ocupa una gran superficie de tierra que es aplicable para los pequeños edificios como villas. La forma de vertical es perforar un pozo con un diámetro de 0,1 ~ 0,15 m, configurado con 1 o 2 grupos del tubo de forma 'U', rellena con cemento. La profundidad de perforación es generalmente 40 ~ 200 m. El fluido circulante por el intercambiador de calor enterrado puede ser agua o agua con anticongelante, si se prevé en diseño que el intercambiador geotérmico puede tener riesgo de congelación en la zona más fría.

- el sistema de terminal interior

El sistema puede ser la calefacción en invierno y la refrigeración en verano, también se puede utilizar como el sistema de suministro de agua caliente sanitaria.

Sobre todo, las ventajas que poseen un sistema geotérmico de la bomba de calor en frente a otros sistemas son:

(1) Se usa los recursos geotérmicos del baja entalpía de la tierra que es una energía limpia y renovable, prácticamente ilimitada, es sostenible.

- (2) El sistema funciona estable, tiene más alta eficiencia y bajo costo que lo de aire acondicionado.
- (3) El sistema se utiliza la tierra como un almacenamiento, en verano se transfiere el calor a la tierra, esto puede ser prepararse para el invierno. Mientras que el almacenamiento de frío en invierno es prepararse para el verano.
- (4) La temperatura del suelo es relativamente constante durante todo el año, por lo que el intercambiador de calor del suelo no es helado como el aire acondicionado en la zona fría, que puede ahorrar energía debido al el consumo de descongelación.
- (5) Tiene altos beneficios ambientales. Además de la electricidad, el sistema no hay humo, ni residuo, ni ruido, ni nada contaminación.
- (6) El sistema es simple, solo una máquina tiene amplias aplicaciones.

1.2 Revisión bibliográfica

1.2.1 Desarrollo de la tecnología

En 1912, el Zoelly del Swiss propuso la idea de patente en uso de la tierra como fuente de calor: para sustituir la parte exterior de bomba de calor, "Refrigerante - intercambiador de calor aire" por "refrigerantes - portador de calor intermedio (agua u otro anticongelante) - Intercambiadores de calor del suelo"

Entre 40 y 50 años del siglo 20, los Estados Unidos y Europa se han estudiado las bombas de calor geotérmicas, tales como su ejecución, modelos matemáticos del ensayo de las tuberías enterradas y unos análisis de las propiedades térmicas del suelo.

Sin embargo, debido al gran consumo de la tubería de metal, los altos costos de inversión inicial, la complejidad computacional del proceso de transferencia de calor, la corrosión de las tuberías de metales y los bajos precios de energía de gas y petróleo, se han limitado el uso de la bomba de calor geotérmica.

En 1973, la crisis del petróleo, dieron mucho más atención al uso de la energía eficiente y económica, esta tecnología de bomba de calor geotérmica había atraído la atención con alta eficiencia.

En 1976, la Unión Soviética, Dinamarca, Suecia, Noruega y otros países se han unido a la Asociación Internacional de Ground Source Heat Pump (IGSHPA). En este período, la tubería más rentable del plástico ha sido reemplazado el tubo de metal, que usado en los años anteriores. Las fabricas de norteamérica, Japón y Europa ofrecieron un gran cantidad de la bomba de calor para los edificios industriales, comerciales y públicos. La Agencia Internacional de Energía (AIE) y otras organizaciones internacionales hicieron unos planes del desarrollo de la bomba de calor.

En la década de 1980, Suecia se habían instalado más de 1.000 unidades de la bomba de calor geotérmica, predominantemente eran

intercambiadores verticales, que hay dos tipos: de tubo en forma de U y de coaxial. La profundidad era hasta el 60 ~ 200 m, por lo que ocupaba menos superficie de la tierra y las aplicaciones iban desde individuales de residencial extendido a los edificios públicos más grandes. Además estaban empezando a darse cuenta de la protección de las aguas subterráneas. Después de perforación y instalación del tubo, se selló con cemento, bentonita y otros materiales para eliminar la posibilidad de la penetración de contaminantes en la capa de agua subterránea entre las capas de tierra o una capa subterránea a otras. Al mismo tiempo, el Oak Ridge, el Laboratorio Nacional de Brookhaven, la Universidad del Estado de Oklahoma y otras instituciones del EE.UU. marcharon un gran estudio de la bomba de calor geotérmica por la financiación del Departamento de Energía. El trabajo principal de este periodo se concentraron en el proceso de transferencia del calor del intercambiador subterráneo, para establecer un modelo matemático.

Desde la década de 1990 hasta ahora, la investigación y la aplicación de la bomba de calor geotérmica ha entrado en una nueva etapa de desarrollo. Ha informado anualmente en la aplicación de los proyectos de bombas de calor geotérmicas y los estudios también continúan aumentando. El foco de la investigación de la bomba de calor aún se concentra en el mecanismo de la transferencia entre el intercambiador y el suelo, mejora la transferencia de calor, coordinación del sistemas de

bomba de calor y el intercambiador de calor, etc. En actualidad, la aplicación del sistema de bomba de calor geotérmica en Europa ya se ha movido poco a poco hacia la comercialización, dado vuelta al estudio de la investigación se ejecuta en conjunto con todo el sistema.

1.2.2 Desarrollo de Teoría

Según estadísticas incompletas, tiene alrededor de 30 especies del diseño y cálculo del modelo de intercambiador de calor. Debido a muy complejo el modelo físico del proceso de transferencia de calor y muchos factores que intervienen, así con diferentes métodos de diseño y cálculo a menudo resulta muy diferentes conclusiones. En principio tiene dos teorías representativas : solución analítica y solución numérica. En general, la solución analítica se puede atribuir a un modelo basado en cilindro infinito o fuente de línea infinito. La solución numérica es para analizar y hacer investigación de las características de transferencia de calor del intercambiador, los métodos tales como el método de diferencias finitas, el método de los elementos finitos, etc.

- Solución analítica

La mayoría de los modelos intercambiadores de calor de tierra utilizados en programas de simulación se basa en una de estas dos metodologías analíticas.

La primera es **teoría de fuente lineal**. Se trata de una solución clásica

que calcula la distribución de temperatura alrededor de una línea imaginaria. El modelo asume que el pozo es una fuente líneal. La primera aplicación de este enfoque fue desarrollado por Lord Kelvin para calcular el rendimiento térmico a través de tubos de intercambiador de calor del suelo. Por lo tanto, este modelo también se llama "línea de la teoría fuente de Kelvin". En este modelo, el suelo o terreno se asume como un medio infinito con una temperatura inicial uniforme y constante. Ingersoll y Plass (Ingersoll y Plass, 1948) utilizaron este modelo a intercambiadores de calor circulado subterráneo. Este método descuida la transferencia de calor en la dirección del eje del pozo. Además, este método supone que no se ocurre el flujo de calor a través de la superficie del suelo y hacia abajo la parte inferior de la perforación. Por lo tanto, el proceso de conducción del calor en el suelo se simplifica como unidimensional. Este enfoque ha sido ampliamente utilizado en los métodos de diseño de análisis. Hart y Couvillion (Hart y Couvillion, 1986) utilizaron el modelo de fuente de línea para estimar continuamente la transferencia de calor dependiente del tiempo entre una fuente de línea y el suelo. Ellos introdujeron el radio de campo lejano, que considera la cantidad de transferencia de calor desde la fuente de línea al suelo.

La segunda metodología es teoría cilíndrica. Carslaw y Jaeger (Carslaw y Jaeger , 1947) desarrollaron el modelo de fuente cilíndrica que trata las dos patas del sistema verticales cerrados con intercambiador geotérmico

en forma de U como una sola tubería que es coaxial con el pozo.

- Solución numérica

Los modelos numéricos ofrecen un alto grado de flexibilidad con una precisión aceptable en comparación con los modelos analíticos.

Un número de modelos numéricos se han desarrollado para calcular la distribución de temperatura alrededor del sistema verticales cerrados con intercambiador geotérmico en forma de U. En varios modelos numéricos de intercambiador de calor de tierra que han sido desarrollados, dos enfoques numéricos son los más comunes: el modelo g-función desarrollada por Eskilson (Eskilson, 1987) y el otro es el almacenamiento conducto modelo (duct ground heat storage system DST) desarrollado por Hellström (Hellström , 1989).

En el modelo de Eskilson, un cálculo numérico de dos dimensiones se utiliza para un único pozo en terreno homogéneo con una temperatura constante de inicial y límite. La capacidad térmica de los elementos del pozo, como la pared de la tubería y la lechada, se descuida. El concepto de la g-función se introdujo por Eskilson para explicar los factores de respuesta de temperatura adimensional en la pared del pozo. La g-función calcula el cambio de temperatura en la pared del pozo en respuesta a una entrada térmico escalonado para una unidad de tiempo. La desventaja de este enfoque, sin embargo, es que es tardar mucho tiempo, y difícilmente puede ser incorporado directamente en un diseño

o un programa de energía análisis de todo el edificio para aplicaciones prácticas. Esto se debe a las g-funciones de los intercambiadores de calor de tierra con diferentes configuraciones, tienen que ser pre-calculada y se almacena como una enorme base de datos (Yang et al., 2010).

Además, el modelo g-función desarrollada por Eskilson no explica los efectos de resistencia térmica de los elementos de la pared del pozo, tales como la pared del tubo, la lechada, y el flujo de fluido.

Hellström (1989) desarrolló un modelo de simulación para el almacenamiento vertical de calor de tierra que utiliza intercambiadores de calor de tierra densamente empaquetadas para el almacenamiento de energía térmica estacional (Yang et al., 2010). En el modelo de Hellström, un sistema de almacenamiento de calor de tierra conducto (DST) se define como un sistema donde el calor se almacena directamente en el suelo. Un sistema de conducto o canal se utiliza para intercambiar el calor entre un fluido portador de calor que se circula a través del conducto y la región de almacenamiento. El proceso térmico en la zona de almacenamiento se refiere a tres problemas distintos: el problema de flujo de calor global, el problema térmico local, y problema constante de flujo. El problema de flujo de calor global describe la interacción entre el volumen de almacenamiento y el terreno circundante llamado como campo lejano. El problema térmico locales presenta el proceso térmico alrededor de los conductos individuales (las

perforaciones). El problema constante de flujo explica pulsos de calor alrededor de un tubo para una velocidad constante de inyección o extracción. El modelo DST implementado en TRNSYS se basa en una solución analítica para el proceso de constante flujo y un método numérico para los procesos globales y locales para modelar el intercambiador de calor del suelo.

1.3 Objetivos

En este trabajo, se concentra en la disipación del calor alrededor de un intercambiador con énfasis en su interacción con las aguas subterráneas, proporcionando una base teórica de la distribución óptima del intercambiador del calor.

Los objetivos del este trabajo son:

- Desarrollar un modelo numérico para simular la disipación del calor alrededor de un intercambiador del sistema geotermico considerado el flujo del agua subterránea.
- Estudiar la influencia de la conductividad hidráulica en la simulación de transporte de calor
- Estudiar la influencia de los parámetros la heterogeneidad en la simulación de transporte de calor

Capítulo 2. Teoría básica

2.1 Transporte del calor

La transferencia de energía térmica a partir de un lugar a otro (a menudo llamado transporte de calor) se produce por alguna combinación de los siguientes tres mecanismos: conducción, convección y radiación: Conducción es la transmisión de calor por contacto sin transferencia de materia; Convección es la transmisión de calor por la transferencia de la propia materia portadora del calor; Radiación es la transmisión de energía por medio de la emisión de ondas electromagnéticas o fotones. En un medio poroso, el transporte de calor por radiación es generalmente descuidado; sólo se consideran los dos primeros procesos de transporte de calor. Calefacción de disipación viscosa también se descuida. Cuando los fluidos se mueven a través del material poroso, dos supuestos diferentes pueden ser usados para modelar la transferencia de calor (Combarnous y Bories, 1975) (i) las fases de líquido y sólido se supone en equilibrio térmico en cada punto de contacto para que una única temperatura se puede asignar a todas las fases; (ii) las temperaturas de las fases sólidas y fluidas se supone que diferente, y el flujo de calor entre las fases se expresa por medio de un coeficiente de transferencia de calor. El primer enfoque puede no ser adecuada a velocidades de flujo altas (convección forzada) a través de

materiales porosos con conductividad térmica relativamente baja (Bories y Combarnous, 1973). Sin embargo, se utiliza con mayor frecuencia en la ingeniería del petróleo e hidrología debido a la velocidad relativamente baja de las aguas subterráneas. Esta suposición se utiliza para derivar la ecuación de transporte de calor a continuación.

En este trabajo, solo consideramos la conducción y la convección.

2.1.1 Conducción

La conducción de calor o transmisión de calor por conducción es un proceso de transmisión de calor basado en el contacto directo entre los cuerpos, sin intercambio de materia. La propiedad física de los materiales que determina su capacidad para conducir el calor es la conductividad térmica. Cuando se impone un gradiente de temperatura en un medio poroso con una fase fluida saturante estancada, un flujo de calor por conducción (transferencia de energía térmica por unidad de área y por unidad de tiempo), J , se puede determinar por la ley de Fourier:

$$J_T = -\lambda \nabla \theta \quad (2.1)$$

Donde:

$J(\text{W m}^{-2})$ es el vector de flujo de calor por unidad de superficie;

$\lambda(\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1})$ es una constante de proporcionalidad, llamada

conductividad térmica.

θ (K m⁻¹) es el gradiente del campo de temperatura en el interior del material.

El signo negativo indica que la transferencia de calor se va a una temperatura más baja.

La conductividad térmica es una propiedad característica de cada material que indica su capacidad para conducir calor. Para un medio poroso homogéneo, la conductividad térmica es un escalar, λ , que se puede estimar más o menos como la media geométrica ponderada (Nield y Bejan, 2006):

$$\lambda = (\lambda_f)\phi (\lambda_s)^{(1-\phi)} \quad (2.2)$$

Donde λ_f , λ_s son la conductividad térmica de las fases de líquido y sólido, respectivamente.

En un medio poroso real, las superficies isotérmicas son altamente irregular en la escala de poro, y para tener en cuenta con mayor precisión la estructura real del medio poroso, un número de modelos empíricos geométricas puras y se han desarrollado (Combarnous y Bories, 1975).

También existen estudios para los materiales usuales en el terreno que demuestran que la conductividad térmica aumenta normalmente con el grado de humedad del mismo hasta alcanzar los valores de conductividad correspondientes a un terreno saturado, si bien no es fácil

establecer la dependencia entre ambos factores con carácter general.

Tabla2. 1 Valores de conductividad y capacidad térmica para distintos tipos de materiales de rocas sedimentarias (Atecyr. 2008)

Tipo de roca	conductividad térmica (W/mK)			capacidad térmica volumétrica(MJ/m ³ K)
	Mín	Valor típico	Máx	
Caliza	2,5	2,8	4	2,1-2,4
Marga	1,5	2,1	3,5	2,2-2,3
Cuarcita	3,6	6	6,6	2,1-2,2
Sal	5,3	5,4	6,4	1,2
Arenisca	1,3	2,3	5,1	1,6-2,8
Limolitas y argilitas	1,1	2,2	3,5	2,1-2,4
Grava, seca	0,4	0,4	0,5	1,4-1,6
Grava, saturada de agua		1,8		2,4
Arena, seca	0,3	0,4	0,8	1,3-1,6
Arena, saturada de agua	1,7	2,4	5	2,2-2,9
Arcilla/limo, seco	0,4	0,5	1	1,5-1,6
Arcilla/limo, saturado de agua	0,9	1,7	2,3	1,6-3,4
Turba	0,2	0,4	0,7	0,5-3,8

2.1.2 Difusividad

La difusividad térmica se define como el ratio entre la capacidad de conducción del terreno y la capacidad térmica del terreno. Se mide en m²/s.

El rango de valores para la difusividad térmica, de acuerdo con los trabajos de Labs y Harrington (Labs y Harrington, 1982), va desde $0,36 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ hasta $0,8 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$, según sea el suelo seco o húmedo, mientras que Givoni y Katz (Givoni y Katz, 1985) seleccionaron como valores límites $0,4 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ para suelo seco y $1,08 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$ para

suelo húmedo.

2.1.3 Convección

La transferencia de calor por convección, es la transferencia de calor de un lugar a otro por el movimiento de los fluidos. La convección es generalmente la forma dominante de transferencia de calor en líquidos y gases. Aunque a menudo discutido como un método distinto de la transferencia de calor, la convección describe los efectos combinados de la conducción y el flujo de fluido o intercambio de masa. Dependiendo de las unidades de fuerza el movimiento del fluido, dos importantes mecanismos de convección se consideran: convección libre (o natural) cuando la circulación de fluidos es debido a la flotabilidad de los cambios de densidad inducidas por calentamiento; convección forzada cuando el flujo de fluido es impulsado por un gradiente hidráulico. En ambos casos, el flujo de calor por convección, J_f , se determina como:

$$J_f = q\rho_w c_w \theta \quad (2.3)$$

Donde

$q(\text{m} \cdot \text{s}^{-1})$ es la velocidad del flujo;

$\rho_w(\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3})$ es la densidad del agua;

$c_w (\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1}\text{K}^{-1})$ es capacidad térmica del agua.

En un medio poroso, en analogía con la dispersión hidrodinámica para el transporte de solutos, la conductividad térmica efectiva se

generaliza al tener en cuenta la dispersión térmica (Diersch, 2005, Simunek et al., 2006). En base a modelos matemáticos simplificados, y observaciones en el laboratorio, el flujo másico por dispersión mecánica también se modela mediante la Ley de Fick. El coeficiente de dispersión mecánica depende de la velocidad del flujo de agua.

$$J_{dis} = -\phi D_h \rho_w c_w \nabla \theta \quad (2.4)$$

Donde

ϕ es la porosidad

$D_h(m^2s^{-1})$ es el coeficiente de dispersión

$\rho_w(Kg \cdot m^{-3})$ es la densidad del agua

$c_w(J \cdot Kg^{-1}K^{-1})$ es la capacidad térmica del agua

Por eso, el flujo total de calor en un medio poroso, J , por conducción y convección de calor mecanismos es la suma de las dos:

$$J = q \rho_w c_w \theta - \lambda \nabla \theta - \phi D_h \rho_w c_w \nabla \theta \quad (2.5)$$

La ecuación de transporte de calor en un fluido medio poroso saturado es:

$$\frac{\partial(\rho_m c_m \theta)}{\partial t} = -\nabla \cdot (q \rho_w c_w \theta) + \nabla \cdot [(\lambda + \phi D_h \rho_w c_w)] \nabla \theta \quad (2.6)$$

2.2 Transporte de solutos

El transporte de solutos en medios porosos se rige por tres grandes procesos: advección, difusión y dispersión mecánica. La migración de

solute se define mediante la cuantificación de los flujos de masa de soluto (masa del soluto que pasa a través de una unidad de área de medio poroso, normal a la dirección del flujo, por unidad de tiempo) para cada uno de estos procesos.

2.2.1 Advección

Advección gobierna la traducción de solutos a lo largo de trayectorias alineadas con la dirección del flujo de fluido. Consideramos transporte de un soluto disuelto de media concentración C (expresada como masa de soluto por unidad de volumen del fluido) dentro de un fluido que ocupa todo el espacio vacío. El flujo advectivo del soluto se define por:

$$F_A = Q \cdot C \quad (2.7)$$

Donde

Q ($\text{m} \cdot \text{d}^{-1}$) es el flujo de Darcy;

C ($\text{mol} \cdot \text{m}^{-3}$) es la concentración en disolución.

En un medio saturado de agua, el caudal de agua que fluye a través del medio poroso se rige por la ley de Darcy (1856). Esta ecuación refleja que el caudal es proporcional a la diferencia entre niveles piezométricos (altura de agua) en pozos:

$$Q = \frac{K \Delta h}{L} \quad (2.8)$$

Donde:

Q ($m \cdot d^{-1}$) es el caudal de agua que atraviesa el medio

h (m) es el nivel piezométrico (nivel en pozos de observación)

L (m) es la longitud recorrida por el agua a través del medio poroso

El coeficiente de proporción K (m/d) se conoce como conductividad hidráulica. Este es un parámetro importante para la hidrogeología, que indica el grado de permeabilidad de un medio poroso. Cuanto mayor es la conductividad hidráulica, más permeable es el medio poroso.

El cociente entre el desnivel piezométrico Δh (diferencia entre alturas de agua) y la distancia L recorrida por el agua entre los dos puntos se conoce como gradiente hidráulico. El símbolo habitual del gradiente hidráulico es la letra J y no se expresa en unidades:

$$J = \frac{\Delta h}{L} \quad (2.9)$$

2.2.2 Difusión

La difusión molecular de un soluto (a menudo llamado simplemente difusión) refleja el movimiento aleatorio de las moléculas de soluto en el fluido. Flujos difusivos son impulsados por gradientes de potenciales químicos y electrónicos (Anderson y Graf, 1976; Anderson, 1981). La difusión puede ocurrir en gases, líquidos y sólidos, y representa el flujo neto de moléculas de una región de mayor concentración a una de menor concentración. El resultado de la difusión es una mezcla gradual de solutos. En una fase con la temperatura uniforme y ausente de las

fuerzas netas externas que actúan sobre las partículas, el proceso de difusión eventualmente resultar en una mezcla completa y la concentración uniforme de partículas.

A nivel microscópico, el flujo de soluto, q , debido a la difusión molecular en el fluido se describe típicamente por la ley de Fick:

$$F_D = -\phi D_m \frac{\partial C}{\partial x} \quad (2.10)$$

D_m es el coeficiente de difusión molecular, que es una función de la presión, temperatura y la concentración. En general, D_m crece con la temperatura y disminuye con la presión (Bundschuh y Suárez Arriaga, 2010).

Adolf Eugen Fick introdujo esta ley en 1855 para describir la difusión de un gas a través de una membrana de líquido. Más tarde, la ley de Fick fue ampliamente aplicado a muchos problemas físicos asociados con los procesos de difusión. El signo negativo indica que la masa de soluto se difunde en la dirección de menor concentración. La difusión se produce en ambos fluidos estancados y que fluyen. Los coeficientes de difusión para la mayoría de los iones en el agua son del orden de 10^{-8} - $10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, en general, aumentan con el aumento de temperatura y disminuyen con el aumento de presión (Poling et al., 2000). Sin embargo, la dependencia de la presión es débil ya menudo descuidado.

2.2.3 Dispersión

Los diferentes tipos, tamaños y orientación de los poros da lugar a velocidades que difieren de unos puntos a otros. Además, también hay variaciones de velocidad en un mismo poro, en donde la velocidad es más pequeña cerca de la pared del poro. Este mecanismo es llamado dispersión mecánica, que puede ser expresada por la siguiente ecuación:

$$F_h = -\phi D_h \nabla C \quad (2.11)$$

Donde

F_h es el transporte dispersivo

D_h es el coeficiente de dispersión mecánica, que está linealmente relacionado con la velocidad de flujo, según la expresión:

$$D_h = \frac{\alpha_L - \alpha_T}{|v|} v v^T + \alpha_T |v| \mathbf{I} \quad (2.12)$$

α_L (m) Dispersividad longitudinal

α_T (m) Dispersividad transversal

v (m d⁻¹) es la velocidad media del agua.

La combinación de los tres mecanismos de soluto transporte la advección, la difusión y la dispersión, en total el flujo de soluto macroscópica tiene la forma:

$$F = qC - \phi(D_m + D_h)\nabla C \quad (2.13)$$

La ecuación de balance de masa para un soluto conservador tiene la forma:

$$\phi \frac{\partial C}{\partial t} = -\nabla \cdot (qC) + \nabla \cdot (\phi D_m + \phi D_h) \nabla C \quad (2.14)$$

2.3 Relación entre el transporte de solutos y el flujo de calor

$$\frac{\partial (\rho_m c_m \theta)}{\partial t} = -\nabla \cdot (q \rho_w c_w \theta) + \nabla \cdot [(\lambda + \phi D_h \rho_w c_w)] \nabla \theta \quad (2.15)$$

$$\frac{\partial R \phi C}{\partial t} = -\nabla \cdot (qC) + \nabla \cdot (\phi D_m + \phi D_h) \nabla C \quad (2.16)$$

Se puede ver que las dos ecuaciones tienen la misma formación. Por eso intendamos unas sustituciones tales como sustituir la concentración C por la temperatura θ , es decir, resolvemos el problema del calor con el método del transporte de solutos.

Primero se cambia la forma de la primera ecuación:

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{(\rho_m c_m \theta)}{(\rho_w c_w)} = -\nabla \cdot (q\theta) + \nabla \cdot \left[\left(\frac{\lambda}{(\rho_w c_w)} + \phi D_h \right) \right] \nabla \theta \quad (2.17)$$

Entonces,

$$\begin{aligned} \theta &\rightarrow C & \phi D_h &\rightarrow \phi D_h \\ \phi D_m &\rightarrow \frac{\lambda}{(\rho_w c_w)} & D_m &\rightarrow \frac{\lambda}{\phi (\rho_w c_w)} \\ R\phi &\rightarrow \frac{(\rho_m c_m)}{(\rho_w c_w)} & R &\rightarrow \frac{(\rho_m c_m)}{\phi (\rho_w c_w)} \end{aligned}$$

El problema original del calor se transmite a un del tranporte de solutos. Y podemos resolver el problema del tranporte de solutos a

través del método Random walk.

2.4 Random walk

RWPT es un método de la física estadística que se ha utilizado en el análisis de los procesos de dispersión y difusión en medios porosos por un largo tiempo (Scheidegger, 1954; De Josselin de Jong, 1958). A finales de los años setenta, se desarrolló los primeros códigos numéricos para simular el transporte de solutos en acuíferos utilizando la teoría del paseo aleatorio (Ahlstrom et al, 1977; Prickett et al, 1981), desde entonces ganó popularidad. Sin embargo, se observó en estos estudios tempranos que las partículas se acumula en zonas de baja permeabilidad, lo que resulta en concentraciones poco realistas. Este tema fue señalada por primera vez por Kinzelbach (Kinzelbach , 1987), quien señaló que una ligera disimilitud entre la ecuación de paseo aleatorio, más conocida como la ecuación de Fokker-Planck, y existe la ecuación de advección-dispersión. En sistemas medianamente heterogéneos, donde la velocidad del flujo de agua subterránea cambia sólo ligeramente, esta diferencia es insignificante. Sin embargo, en los acuíferos con una alta variabilidad en la velocidad del flujo de agua subterránea, es decir, campos de conductividad hidráulica muy heterogéneos o áreas con fuerte sumidero/ condiciones de fuente, esta importancia ganancias de diferencia, y un plazo de iones correcto para recuperar la ecuación de

advección-dispersión tiene que ser incluido.

RWPT simula el transporte de solutos mediante la partición de la masa de soluto en un gran número de partículas representativas. La evolución en el tiempo de una partícula es impulsado por un término de deriva que se relaciona con el movimiento de advección y un movimiento browniano superpuesta responsable de dispersión. El desplazamiento de una partícula está escrito en su forma tradicional propuesta por el esquema de integración Ito-Taylor (Gardiner, 1990).

$$X_p(t + \Delta t) = X_p(t) + A(X_p, t)\Delta t + B(X_p, t)\Delta t \cdot \epsilon(t)\sqrt{\Delta t} \quad (2.18)$$

Donde

Δt es el paso de tiempo;

$X_p(t)$ es la posición de una partícula en el tiempo t ;

A es un vector "deriva";

B , la matriz de desplazamiento, es un tensor que define la fuerza de dispersión;

$\epsilon(t)$ es un vector de independiente, normalmente distribuido variables aleatorias con media cero y varianza unidad.

Ito (Ito, 1951) demostró que la distribución de la densidad de partícula $f(X_p, t)$, definida como la probabilidad de encontrar una partícula dentro de un intervalo dado $[X_p, X_p + dX_p]$ en un momento dado t , obtiene a partir de la ecuación (1) cumple, en el límite de un gran

número de partículas y un tamaño de paso infinitamente pequeño, la ecuación Fokker-Planck. Esta ecuación describe el movimiento de la distribución de la densidad de partícula f y está dada por

$$\frac{\partial f}{\partial t} + \nabla \cdot (qf) = \nabla \nabla : (Df) \quad (2.19)$$

donde el colon se refiere al producto exterior para multiplicar dos tensores y por lo tanto

$$\nabla \nabla : (Df) = \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \frac{\partial^2 D_{ij} f}{\partial x_i \partial x_j} \quad (2.20)$$

donde n denota el número de dimensiones.

Tanto de las ecuaciones, la advección-dispersión y la ecuación de Fokker-Planck, son similares entre sí ya que ambos se componen de un término de advección / deriva y un término dispersión / difusión. Sin embargo, a fin de establecer una analogía entre ellos, la ecuación de transporte de soluto tiene que ser modificado de la siguiente manera (Kinzelbach, 1987).

$$\frac{\partial R\phi C}{\partial t} = -\nabla \cdot (qC) + \nabla \cdot (\phi D_m + \phi D_h) \nabla C \quad (2.21)$$

$$\frac{\partial R\phi C}{\partial t} + \nabla \cdot (qC) + \nabla \cdot [C \nabla \cdot (\phi D_t)] = \nabla \nabla : [(\phi D_t) C] \quad (2.22)$$

$$D_t = D_h + D_m \quad (2.23)$$

Usando una velocidad modificada:

$$q^* = q + \nabla \cdot D_t \quad (2.24)$$

Se puede demostrar que la ecuación de transporte de solutos para medios porosos heterogéneos se puede transformar en un equivalente de la ecuación de Fokker-Planck:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \nabla \cdot (q * c) = \nabla \nabla : (Dc) \quad (2.25)$$

Sustituyendo ahora el vector deriva A en la ecuación(2.18) con el vector de velocidad modificada de la ecuación (2.24), se obtiene el esquema de RWPT:

$$X_p(t + \Delta t) = X_p(t) + [q(X_p, t) + \nabla \cdot D_t(X_p, t)]\Delta t + B(X_p, t)\Delta t \cdot \epsilon(t)\sqrt{\Delta t} \quad (2.26)$$

Donde la matriz de desplazamiento B está relacionada con el tensor de dispersión de acuerdo con la siguiente relación

$$2D_t = B \cdot B^T \quad (2.27)$$

Tenga en cuenta que D se define en términos de q y no de q*. Como vamos a utilizar sólo ejemplos de dos dimensiones en las siguientes secciones, para medios porosos isotrópicas la matriz de desplazamiento B se puede expresar como:

$$B = \begin{pmatrix} \frac{u_x \sqrt{2(\alpha_L |u| + D_m)}}{|u|} & -\frac{u_y \sqrt{2(\alpha_L |u| + D_m)}}{|u|} \\ \frac{u_y \sqrt{2(\alpha_L |u| + D_m)}}{|u|} & -\frac{u_x \sqrt{2(\alpha_L |u| + D_m)}}{|u|} \end{pmatrix}$$

Sin embargo, en teoría estocástica existen dos interpretaciones diferentes para demostrar que la distribución de la densidad de partícula converge a una solución de la ecuación de Fokker-Planck. El uso de la interpretación de Itô de un integral estocástica, la velocidad modificada

q^* y la matriz B se evalúan antes de la desplazamiento de partículas (véase la Ec. (long)). Stratonovich (Stratonovich, 1966) mostró que utilizando el siguiente esquema de movimiento de las partículas conduce también a la Fokker-Planck Eq. (2.25)

$$X_p(t + \Delta t) = X_p(t) + q * \left(X_p, t + \frac{\Delta t}{2} \right) \Delta t + B \left(X_p, t + \frac{\Delta t}{2} \right) \Delta t \cdot \epsilon(t) \sqrt{\Delta t} \quad (2.28)$$

Con

$$q^* = q + \frac{1}{2} B \cdot \nabla \cdot (B^T) \quad (2.29)$$

Aquí, el vector deriva y el tensor de dispersión se evaluaron a una mitad momento a lo largo del paso de tiempo a la siguiente posición de la partícula. La velocidad modificado todavía contiene un término derivado, sin embargo, reducida por un factor de 1/2. Desde un punto de vista computacional, el procedimiento de Itô es más atractivo como Eq. (2.28) es implícito y por lo tanto requiere un procedimiento iterativo para cada paso de tiempo.

Implementación numérica de las ecuaciones de caminata aleatoria es relativamente simple, con una sola excepción. Al resolver la ecuación de flujo mediante métodos numéricos, las cargas hidráulicas resultantes y el campo de velocidades asociado se dan generalmente como información puntual discreta. Sin embargo, la simulación del transporte de solutos por la metodología de paseo aleatorio requiere información "continuo" del campo de velocidades. Por lo tanto, un mapa de velocidades de esta

información discreta tiene que ser generado. Este mapa de velocidad debe cumplir con el equilibrio local de fluido en masa en cualquier lugar y la conservación de la masa de soluto local en cualquier interfaz de celda de la cuadrícula.

Capítulo 3. Metodología

Se genera el campo de velocidades con Modflow, se resuelve el problema de calor cerca del sistema de intercambiador geotermico a través de un programa RW3D por un método del solutos conservativos.

3.1 Hipótesis

1. Ignora la existancia del tubo, sin embargo, la parte del sondeo tiene su propia propiedad hidráulica y térmica, además se inyecta el calor por el centro del tubo.
2. La parte del intercambiador que estudia está en el acuífero, es decir, los poros del suelo se llenan con agua.
3. El suelo es medio poroso isótropo y homogéneo, consideran la conducción y la convección térmica , sin considerar la radiación térmica.
4. El agua subterránea solamente fluye en la dirección horizontal, y el estado pertenecen a la gama de flujo laminar, se rige por la ley de Darcy.
5. Las temperaturas iniciales del suelo, del material de relleno y del intercambiador son iguales. La temperatura sin afectada se mantiene constante durante todo el proceso de transferencia, igual a la temperatura inicial.
6. Ignora la resistencia contacta entre la pared del tubo y el material

de relleno, entre el material de relleno y el suelo, además supongamos que los parámetros térmicos del suelo son constantes;

7. Los valores medios de la permeabilidad , porosidad y los de más parámetros, así como la dispersividad y la conductividad térmica fueron tomadas de un estudio de sitio de campo.

3.2 Modelo de transporte

En general el tipo del intercambiador de calor que utilizan más es el sistema cerrados y verticales. Por eso se genera un modelo de este tipo, con un acuífero horizontal de forma rectangular, pasando un sondeo vertical por el centro.

Se desarrolla el modelo de campo de velocidad a través de Modflow. El modelo es de $8\text{m} \times 6\text{m} \times 1\text{m}$ con un sondeo del radio 0.075m en el centro(4m , 3m). Tiene las mallas de $800 \times 600 \times 1$, cada celda es de $10 \times 10 \times 1$, es decir, trabaja en milimetro. Para simlificar, solo consideramos el flujo horizontal, es decir, no hay flujo vertical. El nivel prescrito por la izquierda es 100m y el de la derecha es 99.92m , es decir, el gradiente hidráulico es 0.01 en este modelo.

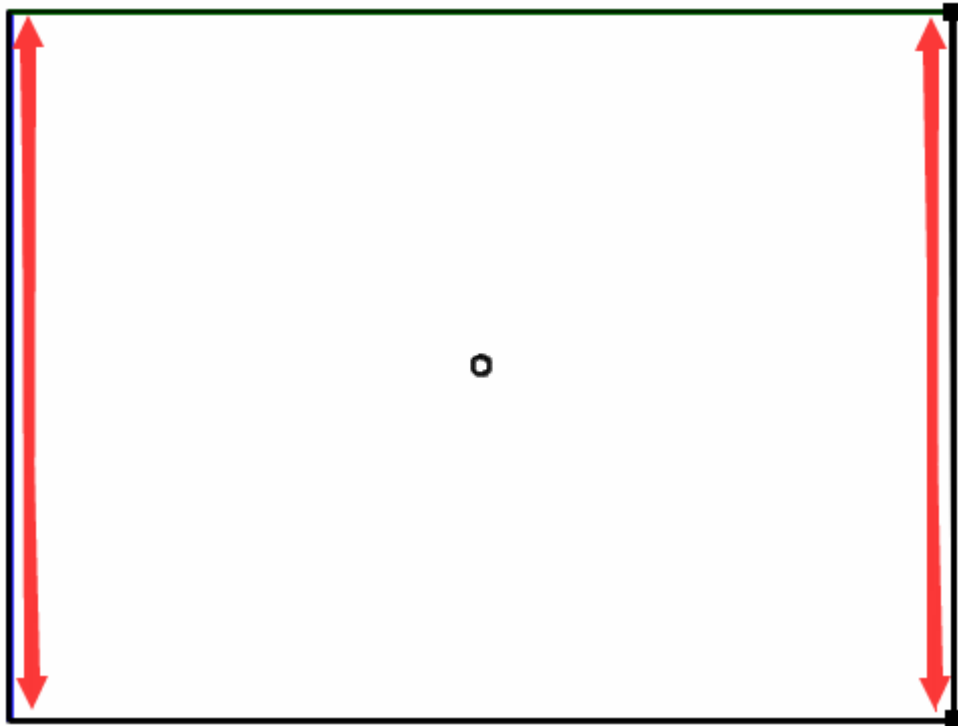


Figura3. 1 Esquema del modelo. El círculo en el medio es el tubo del sondeo y las flechas de ambos lados son niveles prescritos.

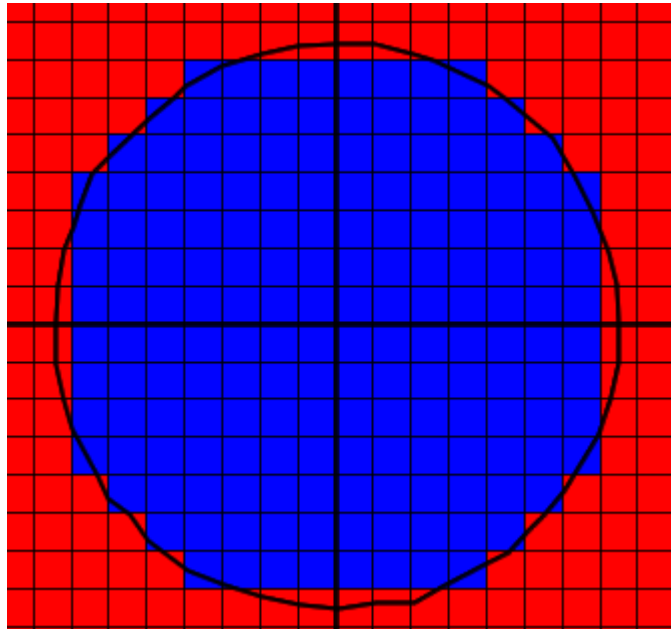


Figura3. 2 Esquema del modelo. Distribución de propiedades en el dominio. Azul es el sondeo y rojo el acuífero.

Se puede generar un campo homogéneo directamente con Modflow.

Tiene tres escenarios, con diferentes conductividad hidráulica, los de más

parametros se ve en la tabla.

Tabla 3. 1 Las propiedades del acuífero

		k(mm/h)	nivel inicial(mm)	Gradiente
Escenario 1	suelo	41.66667	100000 - (80 * X/ 8000)	0.01
	sondeo	0.416667	100000 - (80 * X/ 8000)	0.01
Escenario 2	suelo	416.6667	100000 - (80 * X/ 8000)	0.01
	sondeo	0.416667	100000 - (80 * X/ 8000)	0.01
Escenario 3	suelo	4166.667	100000 - (80 * X/ 8000)	0.01
	sondeo	0.416667	100000 - (80 * X/ 8000)	0.01

La distribución de la conductividad hidráulica del modelo heterogéneo se realizó con el Stanford Geostatistical Modeling Software (SGeMS). El algoritmo de simulación gaussiana secuencial permite la simulación de campos aleatorios. Sobre la base de dato en caso de homogéneo, cada uno de los escenarios se crea 2 grupos de modelos con diferentes rangos y cada grupo tiene 3 campos de conductividad sintéticos.

Para configurar el modelo estadístico, una cuadrícula cartesiana de 600x800x1 que es lo mismo con el modelo de Modflow fue creado en SGeMS. La función de simulación secuencial gaussiana en el panel de algoritmos fue elegido para crear los campos de conductividad sintéticos. Todas las simulaciones se realizaron utilizando el mismo número de semillas pero 2 grupos de rangos para comparar el resultado de los escenarios.

Tabla 3. 2 Descripción general de los escenarios simulados

Escenario	K de suelo (mm/h)	medio ln(k)
1	41. 66667	3. 729701
2	416. 6667	6. 032287
3	4166. 667	8. 334872

En el panel de algoritmos de todos los datos necesarios se introdujo para ejecutar las simulaciones.

Tabla 3. 3 Parámetros de entrada para SGeMS

Crea cuadrícula cartesiana			
dimensin de cuadrícula		tamaño de la celda	
X	800	10	
Y	600	10	
Z	1	1	
General			
Nb de realización		3	
Seed		14071789	
Tipo de Kriging		Simple Kriging	
Dato			
rango	8000	8000	8000
Ángulo	0	0	0
Variograma			
Nugget effect		0	
Contribution		2	
Type		Spherical	
rango	800	800	800
	200	200	200
Ángulo	0	0	0
Histogram transformation			
Source			
Lower Tail Extrapolation		No extrapolation	
Target			
Mean	Como medio lnK en tabla 3.2		
Variance	2		

Se ve las imagenes de los campos de conductividad hidráulica de las 6

simulaciones para escenario 1.

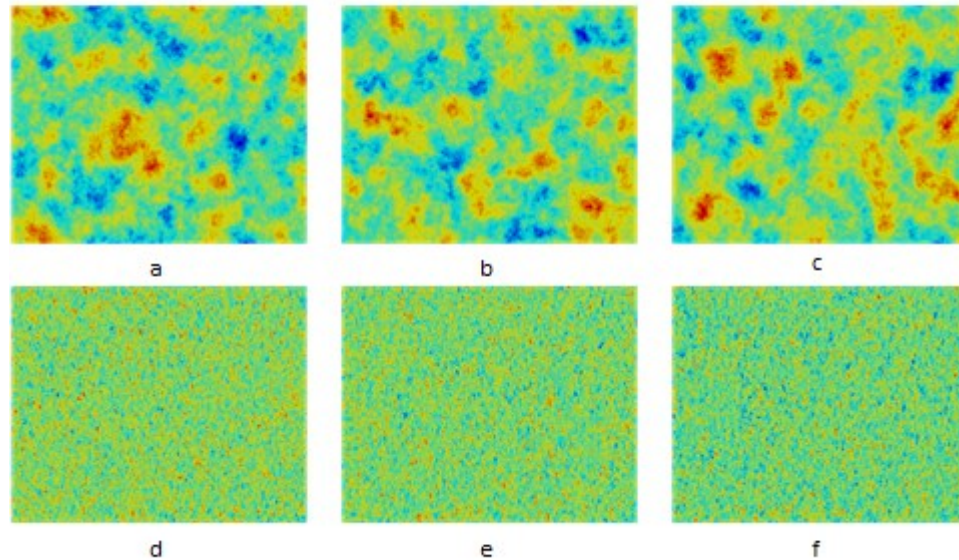


Figura3. 3 Campos de conductividad hidráulica heterogénea, entre ellos, a,b y c son los con rango 800, f, e y d son los con rango 200.

Para exportar datos de SGeMS, los objetos se pueden guardar como “.dat” que puede ser editado en un editor de texto normal. Necesita tranformar la matriz de los datos para que sea lo mismo con la malla del modelo del Modflow.

Después de introducir los datos procesados, los de más procesos son similares con el caso del homogéneo en el Modflow. Pero, hay que cambiar el orden de el objeto del sodeo, porque el mayor orden se cobertura el menor y gracias a este mecanismo, la parte del sodeo tiene la misma porpiedad que antes.

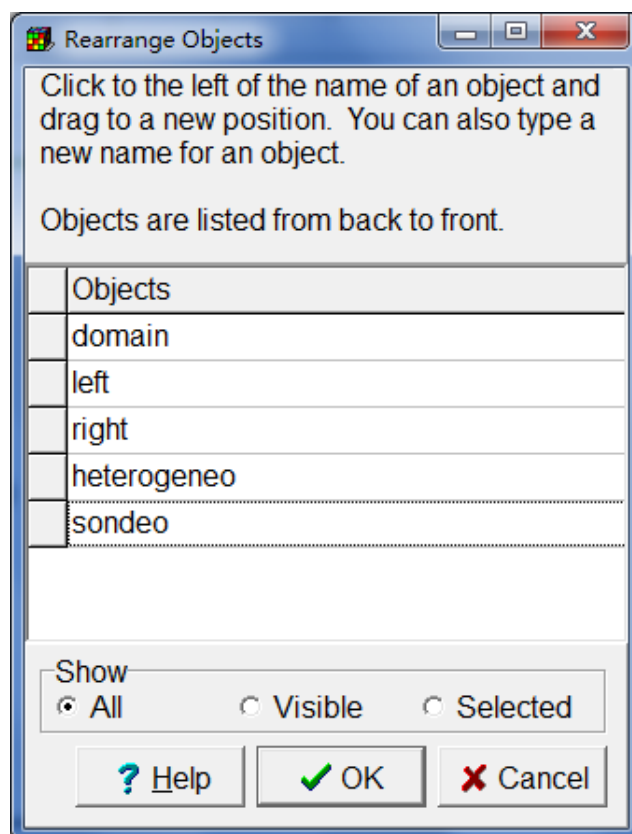


Figura3. 4 Ventana de cambiar el orden de los objetos

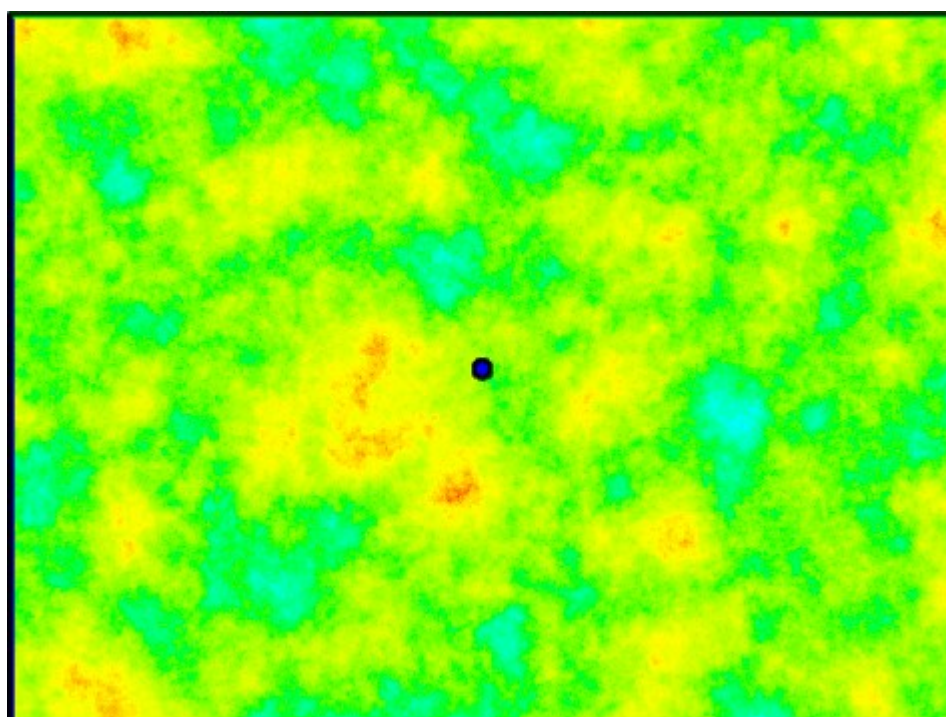


Figura3. 5 Campo de conductividad hidráulica heterogénea, el color azul es la zona del sodeo, la parte con otros colores es acuífero

3.3 RW3D

Tabla 3. 4 Descripción general de todos los escenarios simulados

No.	No.de simulación	k	range	
Escenario 1	1 simulación			homogéneo
Escenario 2	3 simulación	41.66667	200	heterogéneo
Escenario 3	3 simulación	416.6667	200	heterogéneo
Escenario 4	3 simulación	4166.667	200	heterogéneo
Escenario 5	3 simulación	41.66667	800	heterogéneo
Escenario 6	3 simulación	416.6667	800	heterogéneo
Escenario 7	3 simulación	4166.667	800	heterogéneo

En esta parte, se usa el programa "RW3D" (Reactive Solute Transport Program) para simular el flujo del calor. En principio, se necesita 7 tipos de datos, tales como los datos de la geometría del modelo, los del tiempo discretización, los de la advección, los de la dispersión, los de la reactiva equilibrio lineal de absorción, los de las superficies de control y los de inyecciones.

Los parámetros generales son iguales, se ve en la tabla:

Tabla 3. 5 Los parámetros generales para RW3D

	$\rho m(Kg/m^3)$	$\lambda(J/d*m*K)$	$Cs(J/Kg*K)$	$\rho s(Kg/m^3)$	$Cw(J/Kg*K)$	$\rho w(Kg/m^3)$
suelo	1600	172800	920	2600	4190	1000
sondeo	2200	216000	880	2300	4190	1000
	ϕ	R	Kd(m/d)	Dd(m ² /d)	aL(m)	aTH(m)
suelo	0.3	2.33206	0.00025	0.041241	0.006	0.0006
sondeo	0.08	7.97673	0.000254	0.051551	0.006	0.0006

Entre ellos, el programa necesita los parámetros rojos. Como se ve los parámetros del suelo y los del sondeo son diferentes en principio, se crea el archivo del campo de cada parámetro a través de sustituir los parámetros del sondeo por otros parámetros en el archivo del campo de conductividad hidráulica conseguido desde el Modflow , es que los

parámetros de sondeo están en el mismo sitio en la matriz. Luego, como la matriz de los datos del campo de la conductividad hidráulica heterogénea, necesita transformarla para que sea lo mismo con la malla del modelo del Modflow.

Se configura 20 planos verticales de control a la derecha del sondeo para observar dónde las partículas pasando. Las distancias entre el centro del sodeo y los planos son

75, 125, 175, 225, 275, 375, 450, 525 ,600, 675,
775,875,975,1075,1575,2075,2575,3075,3575,3975(mm).

Por último, ponen en la misma carpeta los archivos como el de los parámetros generales, los especiales(porosidad,difusividad,densidad, distribución coeficiente) y el programa. Ya se puede correr el programa.

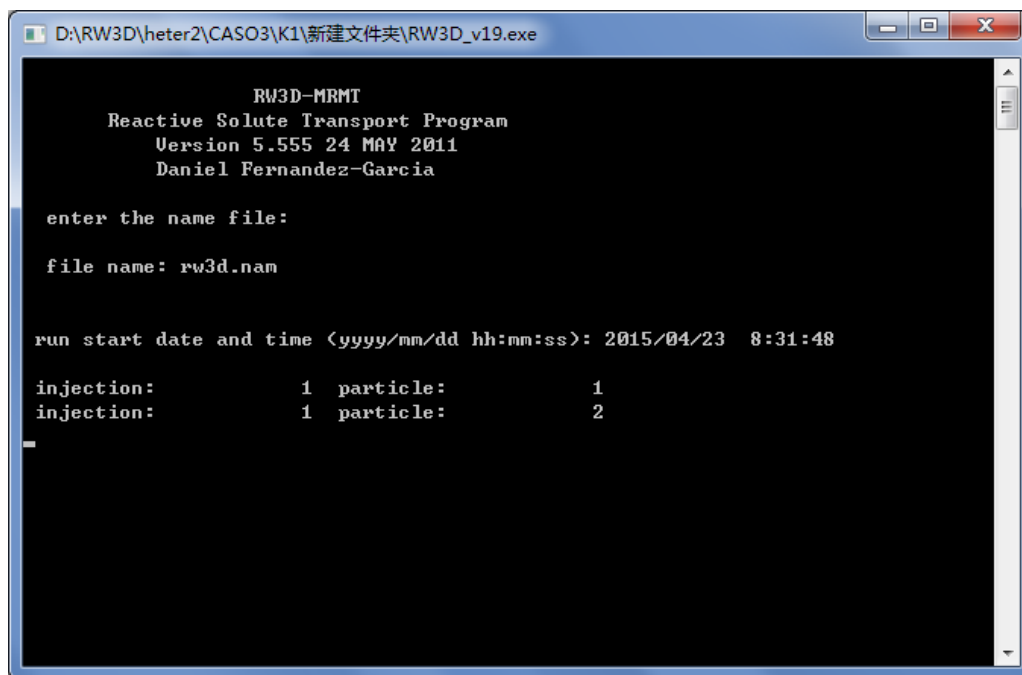


Figura3. 6 Ventanilla del programa RW3D

Capítulo 4.Resultado

4.1 homogéneo

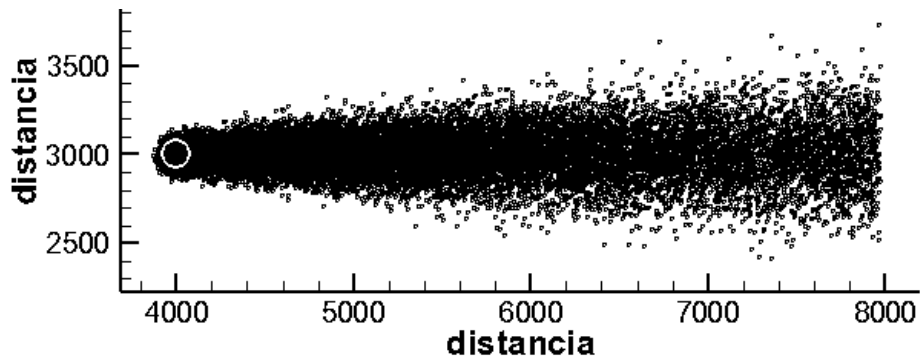


Figura4. 1 Nube de las partículas en el modelo $K = 1 \text{ m/d}$. Los puntos negros son partículas.

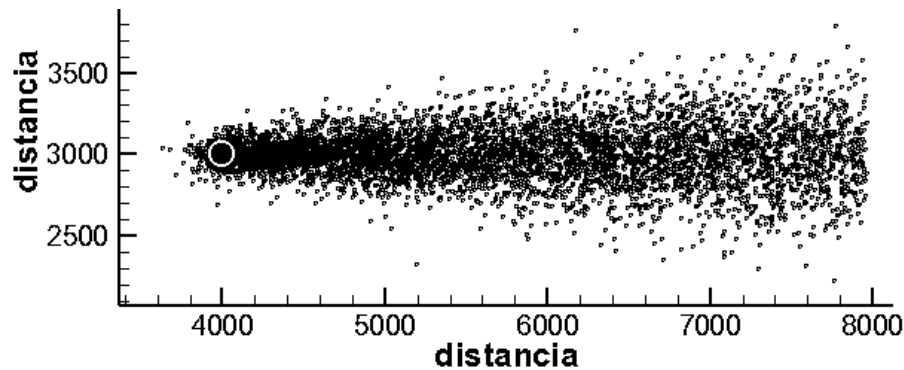


Figura4. 2 Nube de las partículas en el modelo $K = 10 \text{ m/d}$. Los puntos negros son partículas.

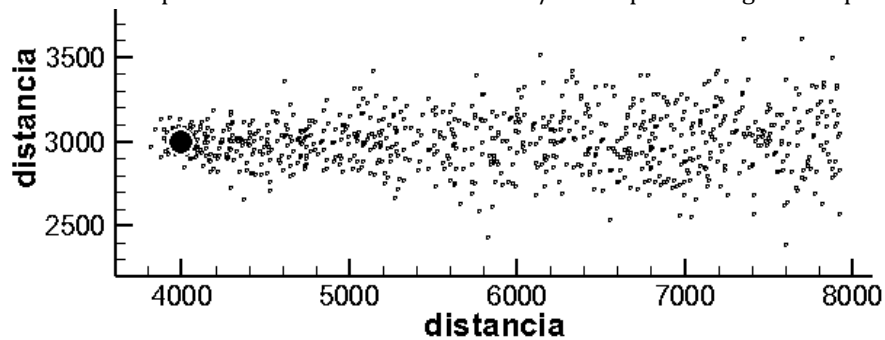


Figura4. 3 Nube de las partículas en el modelo $K = 100 \text{ m/d}$. Los puntos negros son partículas.

Entre la figura 4.1 a 4.3, se ve las nubes de partículas de un trazador conservativo en el modelo homogéneo con conductividad hidráulica de $K = 1 \text{ m/d}$, $K = 10 \text{ m/d}$ y $K = 100 \text{ m/d}$. Eje X y Y son coordenadas del modelo, y el círculo blanco es el sondeo. Los puntos negros son partículas,

como se ve en el capítulo 2, que se sustituye la concentración por la temperatura, por eso en este trabajo las partículas representan una cantidad del calor. Y lo más concentrado significa la más alta de temperatura. Además cuando menor la conductividad hidráulica, es decir, la menor velocidad del flujo, lo más ancho la distribución del flujo de partículas, es que relativamente la difusión de menor velocidad es mucho más fuerte que la de mayor velocidad. Se ve más obvio en las figuras siguientes.

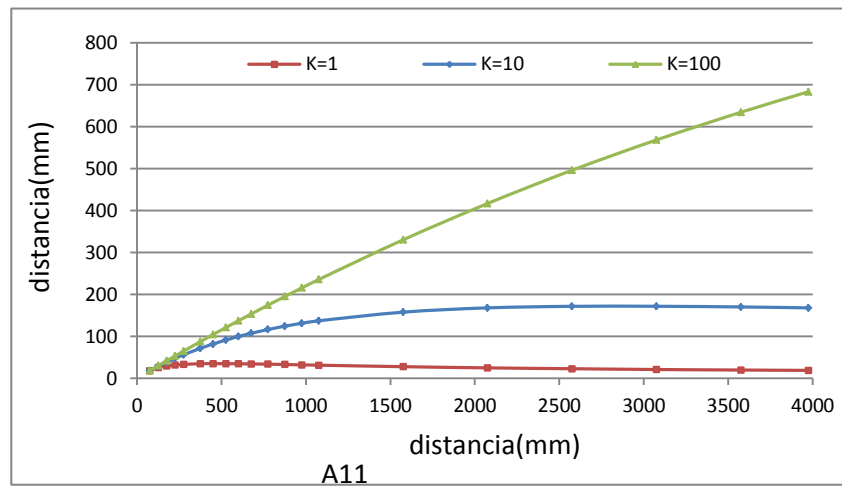


Figura4. 4 Evolución de la dispersividad longitudinal efectiva (A11) con la distancia respecto al sondeo

$$A_L = \frac{x \sigma_t^2}{2 \bar{t}^2}$$

A_L es la dispersividad macra conjunta;

X es la distancia de recorrido desde el sondeo hasta el plano de observador;

σ_t^2 es la varianza de los tiempos de viaje para una realización dada;

\bar{t} la hora de llegada media para una realización dada.

Desde la figura 4.5, se ve la evolución de la dispersividad

longitudinal efectiva (A11) con la distancia respecto al sondeo. Se puede ver en la figura que, la línea $k=100$ siempre aumenta con la distancia, pero otras dos líneas detiene el aumento desde algún lugar, para $k=1$, se disminuye desde el sitio 1000. Lo que pasa significa cuando la mayor velocidad tiene, la más descentralizada distribuyen las partículas en dirección horizontal, es decir, el flujo del agua ayuda la disipación de calor en el acuífero. Sin embargo, si el flujo es muy suave o no tiene flujo, se concentra el calor en la dirección horizontal.

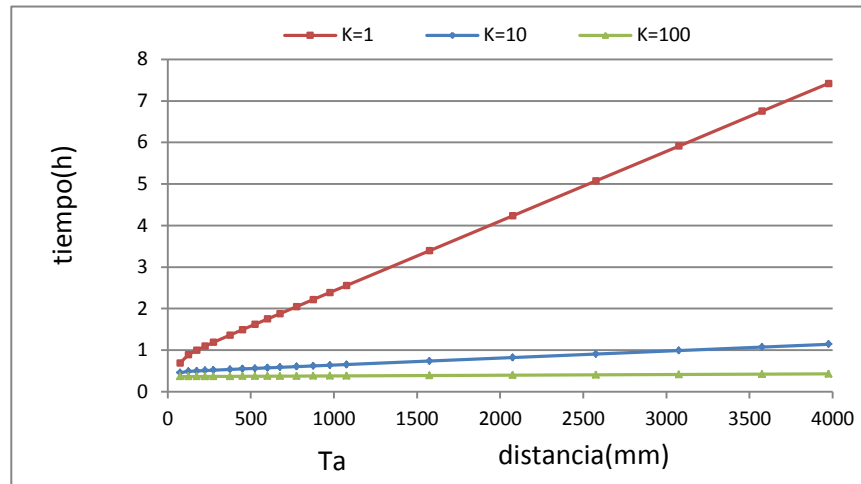


Figura4. 5 Evolución del tiempo medio de llegada con la distancia respecto al sondeo

$$\bar{t} \approx \frac{1}{M_a} \sum_{k=1}^{NPa} m_p^{(k)} t_p^{(k)}$$

M_a es la masa total correspondiente pasa a través del plano de control;

Npa es el número de partículas;

$m_p^{(k)}$ se asigna a la masa de la partícula de número k ;

$t_p^{(k)}$ es el primer tiempo de paso de la partícula k -ésimo en el plano de control x .

Desde la figura 4.5, se ve la evolución del tiempo medio de llegada con la distancia respecto al sondeo. La pendiente de cada línea es el inverso de la velocidad. Por eso la línea con baja conductividad hidráulica está arriba. Es que la velocidad del k es demasiado pequeño, necesita unos tiempos para llegar a los planos lejanos. También se ve la velocidad de $k=1$ es más pequeño en la zona cerca del sondeo que la lejana.

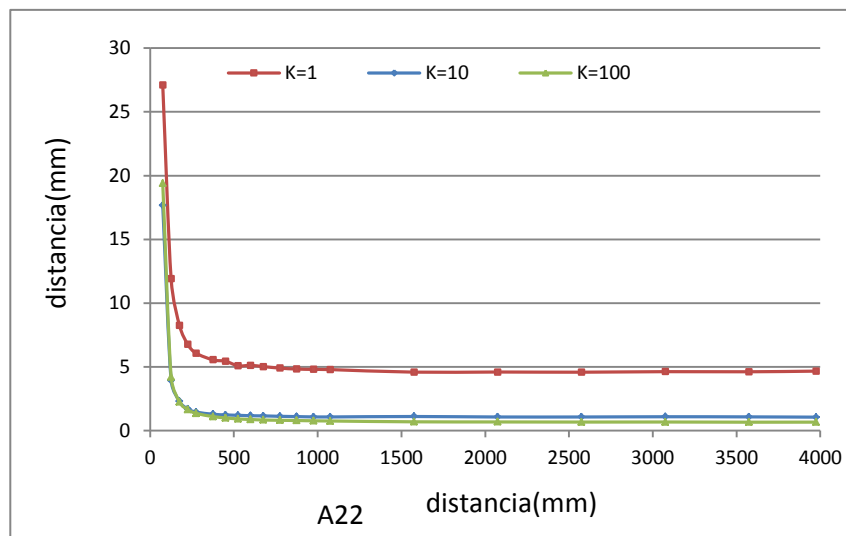


Figura4. 6 Evolución de la dispersividad transversal efectiva (A22) con la distancia respecto al sondeo

$$A_t = \frac{1}{2} \frac{\sigma_y^2}{x}$$

A_t es la dispersividad macra conjunta;

σ_y^2 es la varianza de desplazamientos transversales para una realización dada;

X es la distancia de recorrido desde el sondeo hasta el plano de observador.

La dispersión transversal es muy grande en la zona cerca del sondeo, porque tiene mucha difusión, por eso crece muy rápidamente. Una vez

la partícula sale del sondeo, empieza a disminuir la dispersión, y a cierta distancia del sondeo mantiene la misma dispersión, para $k=10$ y $k=100$ casi no se ve mucha dispersión transversal.

4.2 heterogéneo

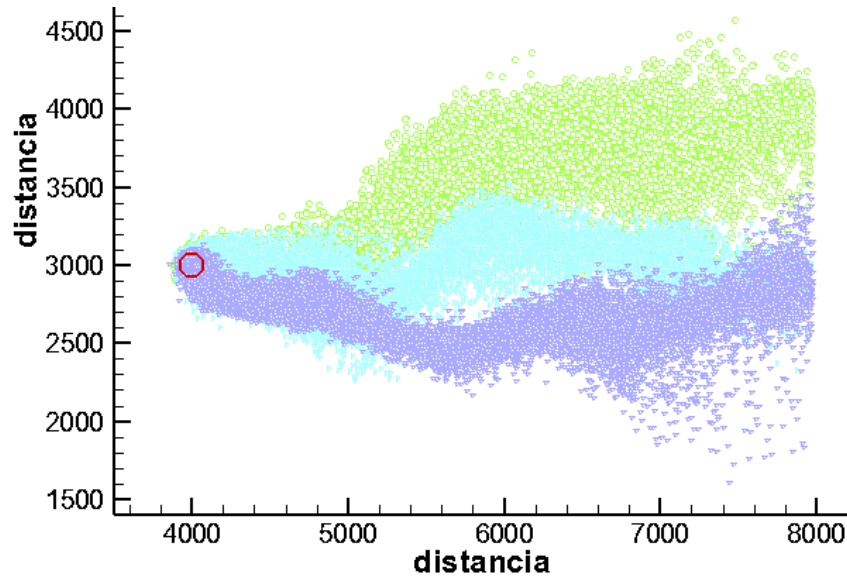


Figura4. 7 Nube de las partículas en el modelo heterogéneo $K = 1 \text{ m/d}$, rango =800.

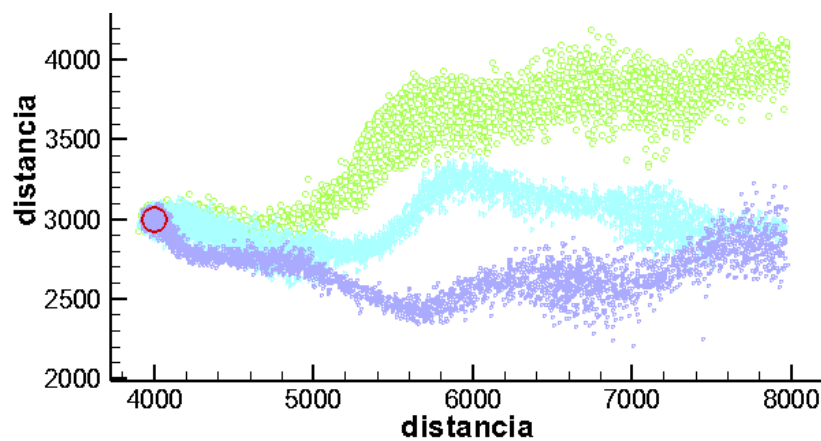


Figura4. 8 Nube de las partículas en el modelo heterogéneo $K = 10 \text{ m/d}$, rango =800.

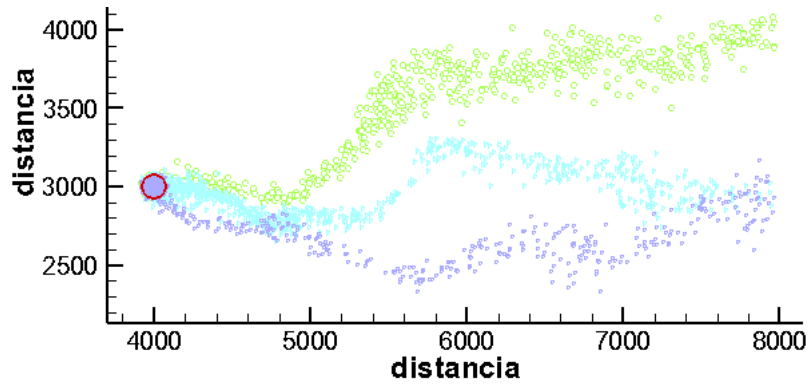


Figura4. 9 Nube de las partículas en el modelo heterogéneo $K = 100 \text{ m/d}$, rango =800.

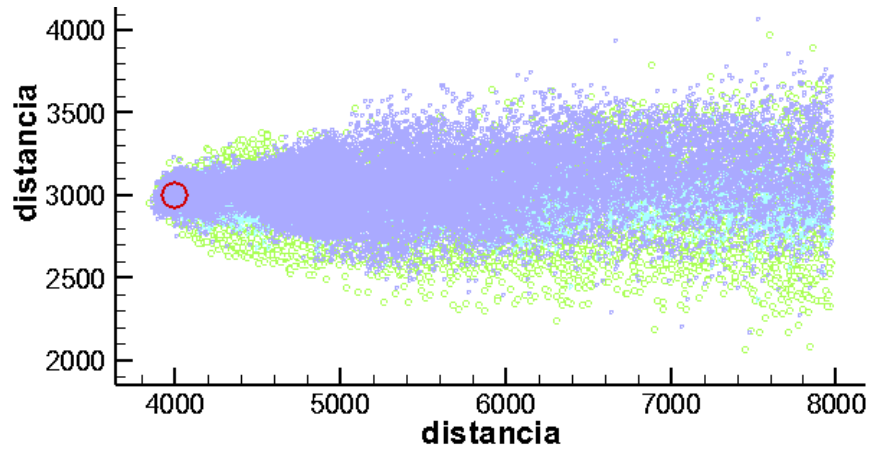


Figura4. 10 Nube de las partículas en el modelo heterogéneo $K = 1 \text{ m/d}$, rango =200.

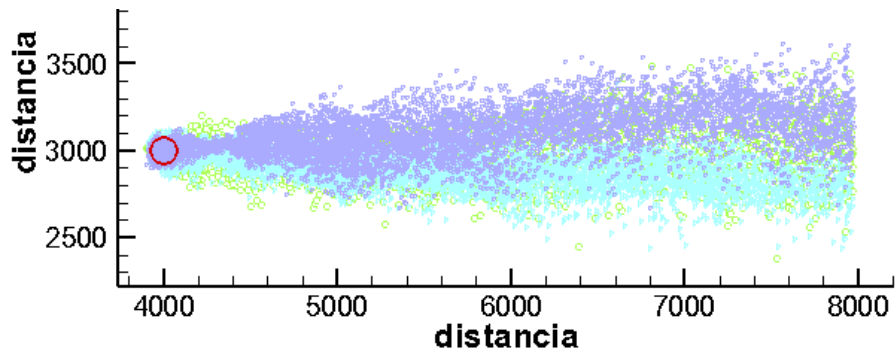


Figura4. 11 Nube de las partículas en el modelo heterogéneo $K = 10 \text{ m/d}$, rango =200.

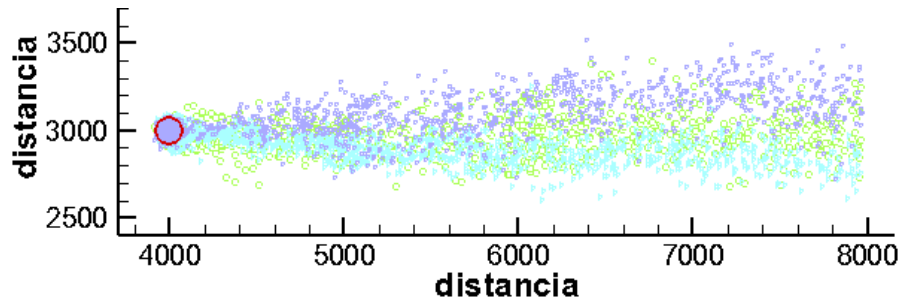


Figura4. 12 Nube de las partículas en el modelo heterogéneo $K = 100 \text{ m/d}$, rango =200.

Entre la figura 4.7 a 4.12, se ve las nubes de partículas de un trazador

conservativo en el modelo heterogéneo con conductividad hidráulica de $K = 1 \text{ m/d}$, $K = 10 \text{ m/d}$, $K = 100 \text{ m/d}$ con rango 200 y 800. Eje X y Y son coordenadas del modelo. Cada color de las partículas en la figura representa una realización del modelo heterogéneo. El círculo rojo es el sondeo.

Comparado con el resultado del homogéneo, las nubes son diferentes depende del modelo del flujo, las nubes del modelo heterogéneo dominan mucha más área, especialmente los modelos con rango 800. Los cambios abruptos en la permeabilidad también resultaron en penachos de calor concentrados y estrechos que genera el aumento de la varianza en la distribución de la temperatura. Los cambios en la dirección del flujo generan una incertidumbre en la predicción de la pluma de la temperatura. En este trabajo se hicieron 2 grupos del modelo con diferentes rangos: 800 y 200, sólo 3 simulaciones en cada grupo para simular la disipación del calor. Esto no es suficiente para sacar conclusiones fiables. Deben hacerse al menos 50 a 100 simulaciones. Debido a la limitación de tiempo no fue posible hacer eso.

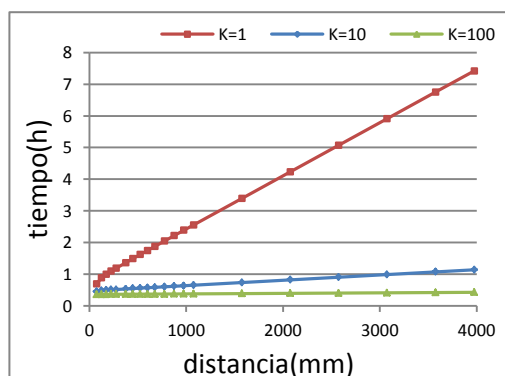


Figura4.13

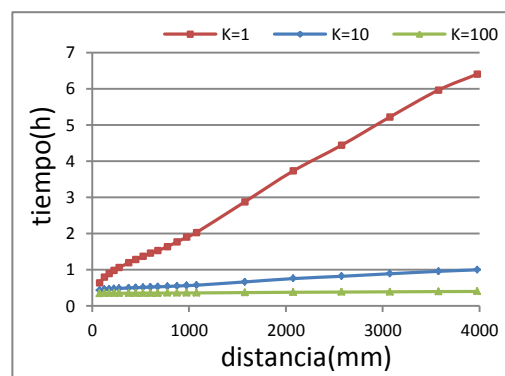


Figura4.14

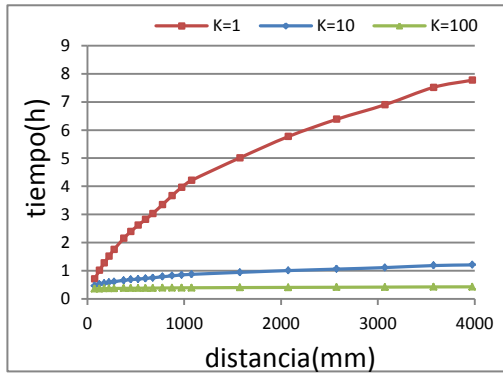


Figura 4.15

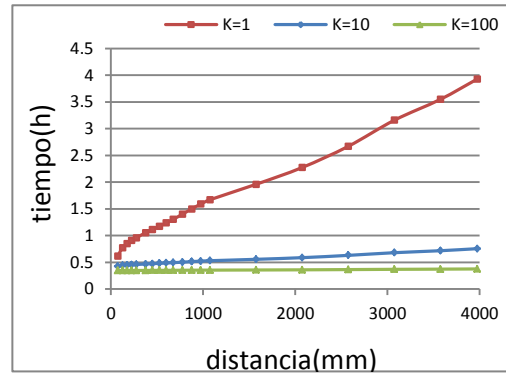


Figura 4.16

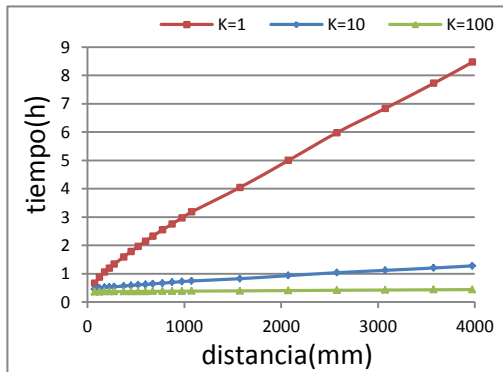


Figura 4.17

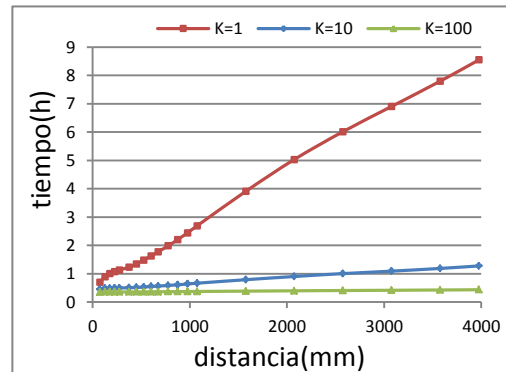


Figura 4.18

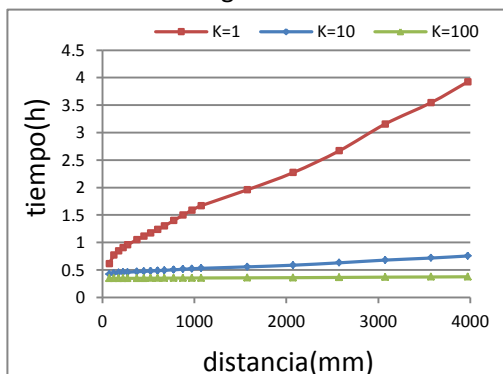


Figura 4.19

De la figura 4.13 a 4.19, se ve las figuras de la evolución del tiempo medio de llegada con la distancia respecto al sondeo. Entre ellos, fig. 4.13 es la que hemos visto en el modelo homogéneo, fig. 4.14 a 4.16 son las con rango 800 y fig. 4.17 a 4.19 son las con rango 200. La pendiente de cada línea es el inverso de la velocidad. Comparado ellas, se encuentra que no hay mucha diferencia cuando la conductividad es alta entre los modelos del homogéneo y heterogéneo. Para $k=1$, en general,

se ve las líneas del modelo homogéneo son rectas, pero las del modelo heterogéneo tienen una curva al principio, porque en la zona cerca del sondeo se domina la difusión como la velocidad del flujo es muy baja, además la deformación de la curva de las figuras con rango 800 es más fuerte que las con rango 200 en principio. Eso repite la heterogeneidad puede afectar el penacho del calor especialmente con baja velocidad del flujo.

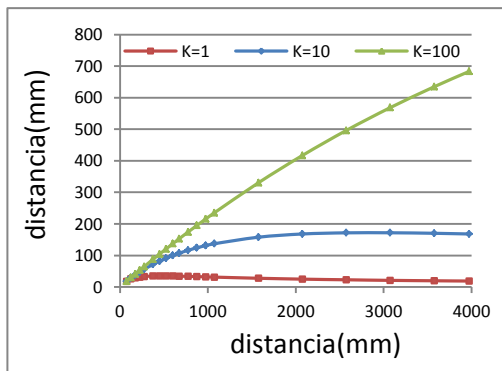


Figura4.20

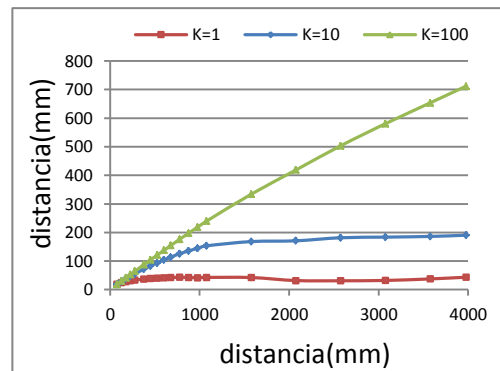


Figura4.21

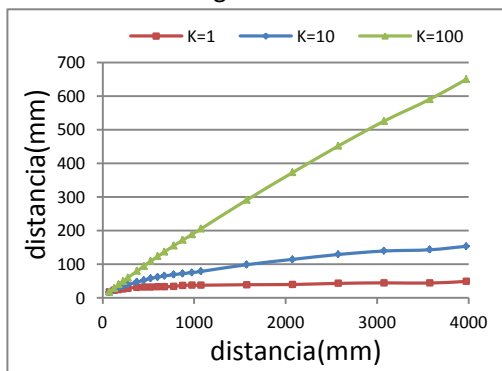


Figura4.22

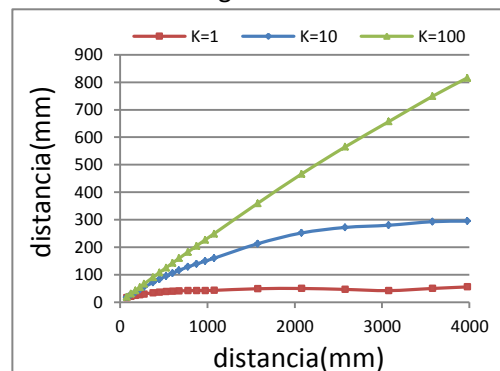


Figura4.23

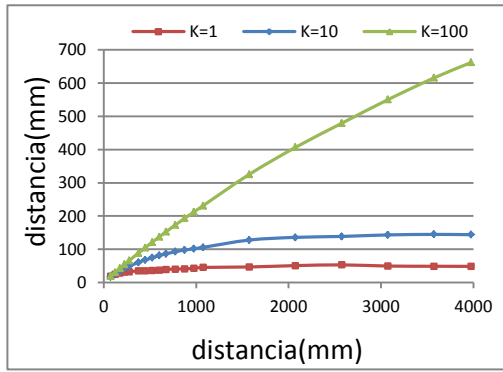


Figura 4.24

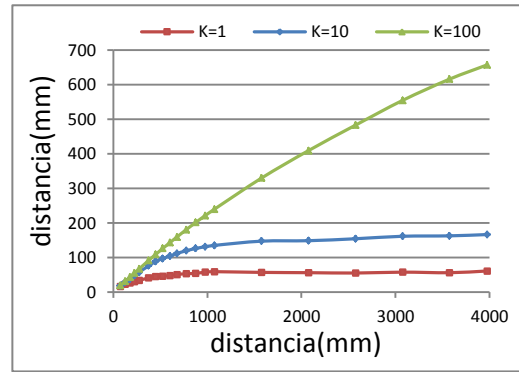


Figura 4.25

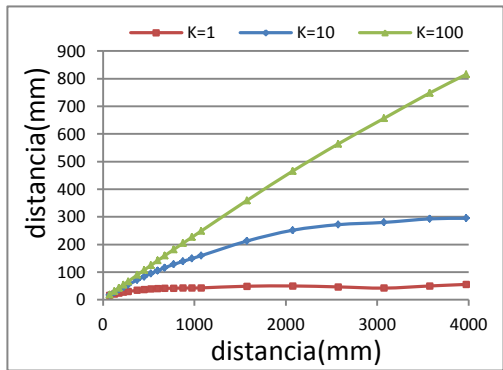


Figura 4.26

Desde la figura 4.5, se ve la evolución de la dispersividad longitudinal efectiva (A_{11}) con la distancia respecto al sondeo. Igual que antes, fig. 4.20 es la del modelo homogéneo, fig. 4.21 a 4.23 son las con rango 800 y fig. 4.24 a 4.26 son las con rango 200. La tendencia de diferentes conductividad hidráulica es igual que la del homogéneo, pero gracias a la heterogeneidad, en algún caso se ve un poco diferente, por ejemplo las figuras de 4.23 y 4.25, tiene la máxima distancia entre ellos.

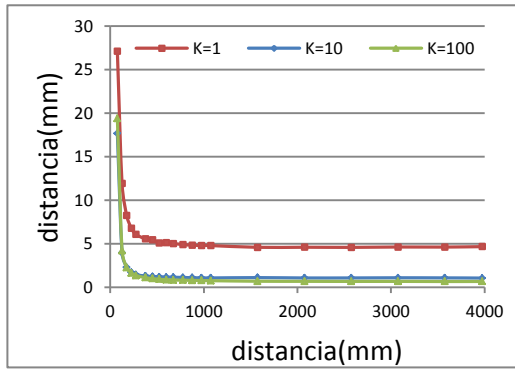


Figura4.27

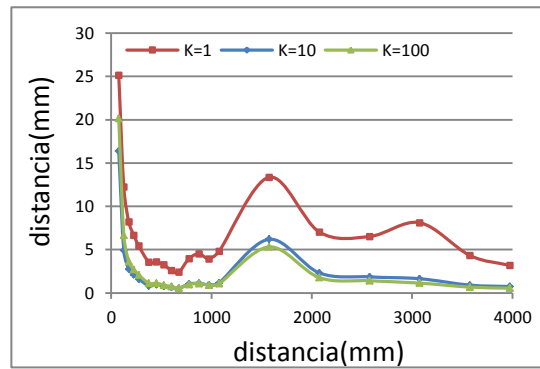


Figura4.28

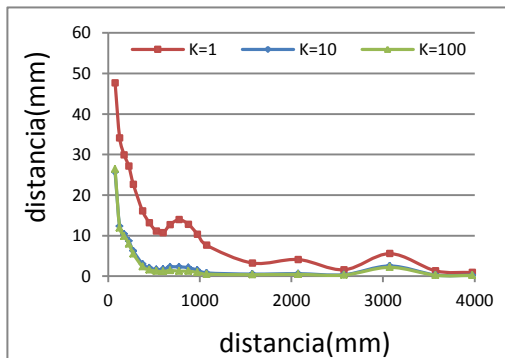


Figura4.29

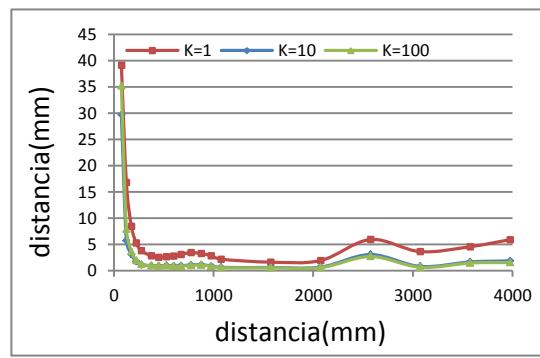


Figura4.30

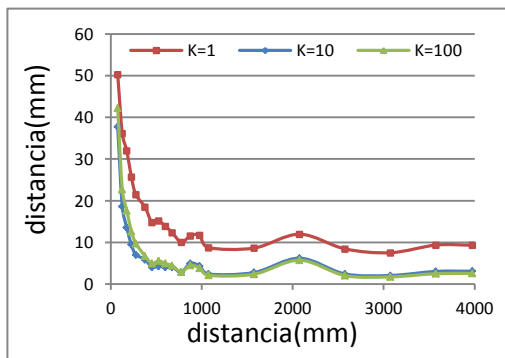


Figura4.31

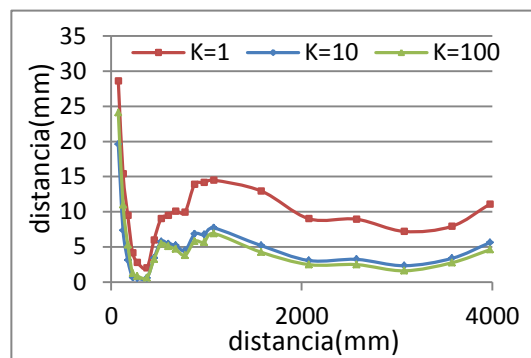


Figura4.32

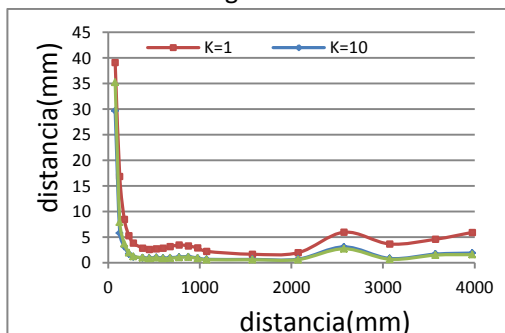
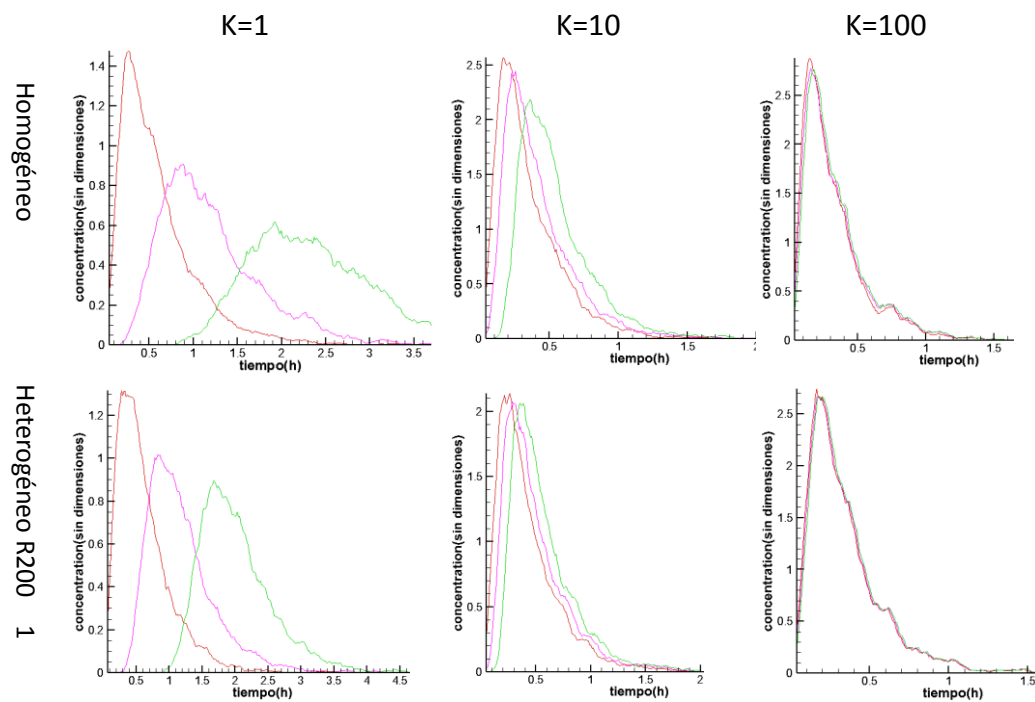


Figura4.33

Figura 4.27 a 4.33 son las de evolución de la dispersividad transversal efectiva (A_t) con la distancia respecto al sondeo. Fig. 4.27 es la del modelo homogéneo, fig. 4.28 a 4.30 son las con rango 800 y fig. 4.30 a

4.33 son las con rango 200. Igual que la del homogéneo, la dispersión transversal es muy grande en la zona cerca del sondeo, porque tiene mucha difusión. Para $k=10$ y $k=100$, una vez la partícula sale del sondeo, empieza a disminuir la dispersión, y a cierta distancia del sondeo casi no hay mucha dispersión transversal. Gracias a la heterogeneidad, las líneas heterogéneas fluctúan con el paso de distancia, porque la velocidad del flujo cambia durante el proceso, cuando la mayor velocidad tiene, lo menor dispersión transversal tiene, cuando pasa a una parte de baja permeabilidad, tiene menor velocidad y mayor dispersión transversal.



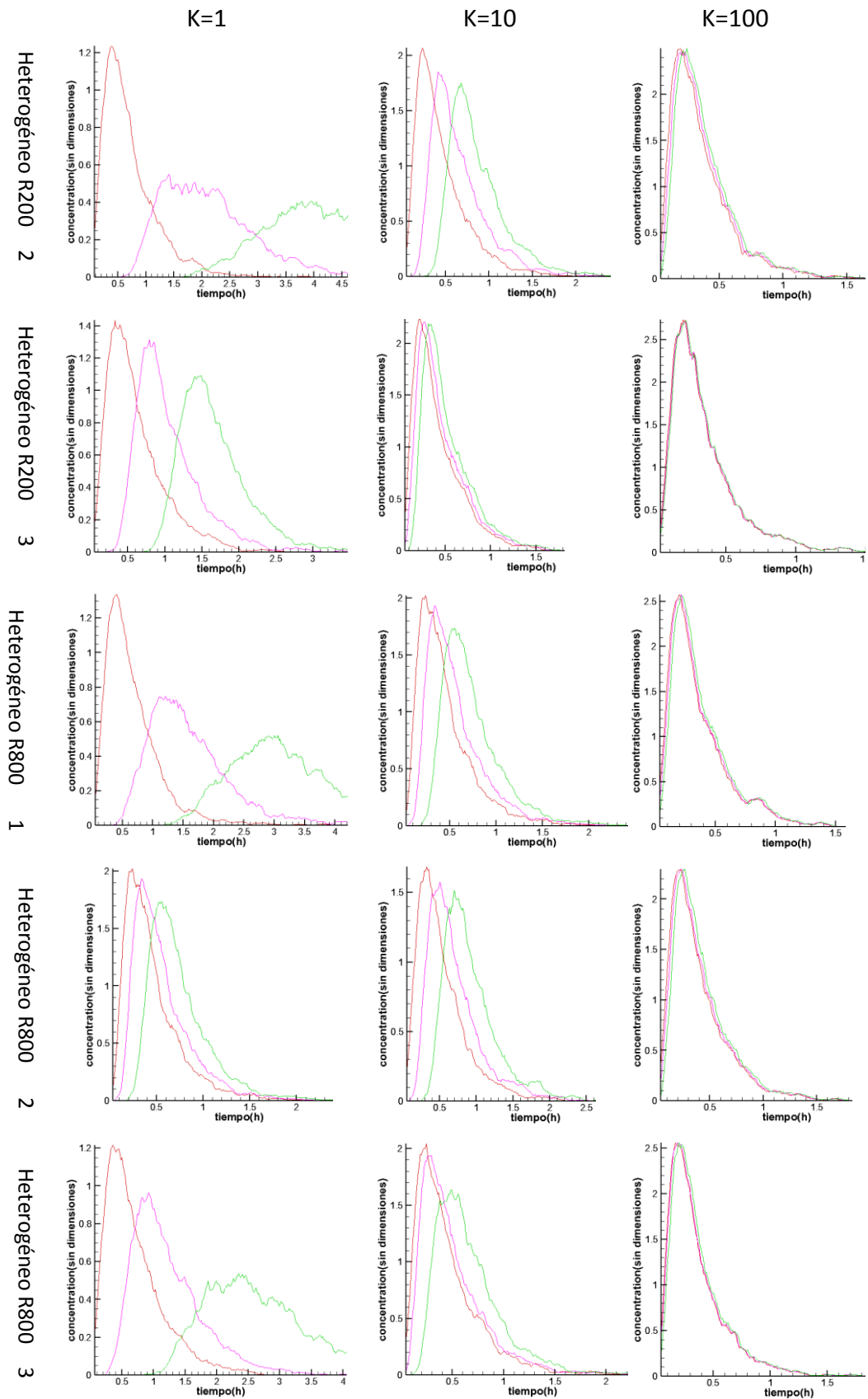


Figura4.34 Curva de Llegada a los planos de 4075, 4375 y 5075.

Se ve en la figura, en primer lugar, se dispersa la concentración con la

distancia. En segundo lugar, el pico de concentración es más alto cuando tiene mayor conductividad hidráulica. En tercer lugar, la distancia entre diferentes curvas de llegada a los planos disminuye con aumento de la conductividad hidráulica. En cuarto lugar, se puede ver una cola en la curva de llegada con menor conductividad hidráulica, especialmente cuando $k=1$. Por último, no se ve obvio diferencia entre las curvas con rango 200 y 800.

Capítulo 5. Conclusión

Este trabajo se realizó el fin de obtener más información sobre la simulación de transferencia de calor en los sistemas geotérmicos con influencia del acuífero. Siguiendo conclusiones se pueden tomar:

Por un lado, diferencias en la conductividad hidráulica provoca cambios significativos en la distribución del calor en el medio poroso. El flujo del agua subterránea tiene un importante efecto en la transferencia del calor cerca del intercambiador del sistema geotérmico. A mayor velocidad del flujo se obtiene que: (1) La nube de partículas de calor tiene menor ancho (menor afectación) y menor incremento de temperatura; (2) El tiempo de llegada es casi el mismo; (3) La dispersión efectiva longitudinal es muy grande; (4) La dispersión transversal es muy pequeña; (5) El pico de temperatura es muy elevado y casi no tiene cola al final del penacho de calor. Todo eso significa que la temperatura de la zona del sondeo llega a constante con poco tiempo, además tiene menor influencia en la dirección transversal.

Por otro lado, la heterogeneidad en la conductividad hidráulica del campo también afecta mucho la distribución del calor en el medio poroso. Se observan los siguientes efectos: (1) El camino preferente del calor es muy variable cerca de la sonda de calor; (2) La zona de afectación potencial en un medio heterogéneo es mucho más ancha que

en un medio homogénea; (3) La heterogeneidad afecta a la evolución del tiempo medio de llegada cerca del sondeo con poca influencia en la dispersión efectiva longitudinal. Sin embargo, la dispersión efectiva fluctúa con la distancia. En este trabajo se hicieron 2 grupos de modelos con diferentes rangos en la estructura de heterogeneidad: 800 y 200, se encuentra que cuando más grande es el rango, más área es afectada por el calor. Sin embargo, sólo se hicieron 3 simulaciones de cada grupo para simular la disipación del calor. Esto no es suficiente para sacar conclusiones fiables. Deben hacerse al menos 50 a 100 simulaciones. Debido a la limitación de tiempo no fue posible hacer eso.

Por lo tanto, a través de considerar el impacto de agua subterránea, se puede optimizar la capacidad del diseño de distribución intercambiador. Y eso puede reducir la inversión inicial del sistema geotérmico que posiblemente desarrolle la energía geotérmica de baja entalpía a gran escala.

Referencia

Ahlstrom, S.W., Foote, H.P., Arnett, R.C., Cole, C.R., Serne, R.J., 1977. Multi-component mass transport model: theory and numerical implementation (discrete parcel random walk version). Rep. BNWL-2127. Battelle Pacific Northwest Lab., Richland, Washington.

Anderson DE (1981) Diffusion in electrolyte mixtures. In: Kinetics of geochemical processes. Mineral Soc Am, pp 211–260

Anderson D E, Graf D L. Multicomponent electrolyte diffusion[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1976, 4: 95.

Bories S A, Combarous M A. Natural convection in a sloping porous layer[J]. Journal of Fluid Mechanics, 1973, 57(01): 63-79.

Bundschuh J, Arriaga S. MC (2010): Introduction to the Numerical Modeling of Groundwater and Geothermal Systems: Fundamentals of Mass, Energy and Solute Transport in Poroelastic Rocks (Multiphysics Modeling)[J].

Carslaw, H., & Jaeger, J. 1947. Heat Conduction in Solids. Oxford: Clarendon Press.

Combarous M A. Hydrothermal convection in saturated porous media[J]. Hydrosience, 1975, 10: 232-307.

De Josselin de Jong, G., 1958. Longitudinal and transverse diffusion in granular deposits. Trans. Am. Geophys. Union, vol. 39, pp. 67– 74.

Diersch H J G. FEFLOW finite element subsurface flow and transport simulation system[J]. Reference manual. Berlin, Germany: WASY GmbH.(Cit  aux pages 20 et 102.), 2005.

Eskilson, P. 1987. Thermal analysis of heat extraction boreholes. Lund, Sweden: Doctoral thesis, University of Lund, Dept. of Mathematics.

Fern ndez Garcia D, Gómez Hernández J J. Impact of upscaling on solute transport: travel times, scale dependence of dispersivity, and propagation of uncertainty[J]. Water resources research, 2007, 43(2).

Fern ndez Garcia D, Illangasekare T H, Rajaram H. Conservative and sorptive forced - gradient and uniform flow tracer tests in a three - dimensional laboratory test aquifer[J]. Water resources research, 2004, 40(10).

Fern ndez - Garcia D, Illangasekare T H, Rajaram H. Differences in the scale dependence of dispersivity and retardation factors estimated from forced - gradient and uniform flow tracer

tests in three - dimensional physically and chemically heterogeneous porous media[J]. Water resources research, 2005, 41(3).

Fernández-García D, Illangasekare T H, Rajaram H. Differences in the scale-dependence of dispersivity estimated from temporal and spatial moments in chemically and physically heterogeneous porous media[J]. Advances in water resources, 2005, 28(7): 745-759.

Fernández - García D, Rajaram H, Illangasekare T H. Assessment of the predictive capabilities of stochastic theories in a three - dimensional laboratory test aquifer: Effective hydraulic conductivity and temporal moments of breakthrough curves[J]. Water resources research, 2005, 41(4).

García Lastra A, García Laespada A, Soto Francés V, et al. Atecyr. 2008,[J]. Entrada de datos a los programas Líder y Calener Vyp.

Gardiner, C.W., 1990. Handbook of Stochastic Methods for Physics, Chemistry, and the Natural Sciences. Springer Verlag, New York.

Givoni B, Katz L. Earth temperatures and underground buildings[J]. Energy and Buildings, 1985, 8(1): 15-25.

Hart, D., & Couvillion, R. 1986. Earth Coupled Heat Transfer. Publication of the National Water Well Association.

Hellström, G. 1989. Duct ground heat storage model: Manual for computer code. Lund, Sweden: University of Lund.

Ingersoll, L., & Plass, H. 1948. Theory of the Ground Pipe Heat Source for the Heat Pump. ASHVE Transactions 54, (pp. 119-122).

Itô, K., 1951. On stochastic differential equations. vol. 4: Am. Math. Soc., New York, pp. 289–302.

Kinzelbach, W., 1987. The random walk method in pollutant transport simulation. Advances in analytical and numerical groundwater flow and quality modelling. In: Custodio, E., et al. (Eds.), NATO ASI Series C, vol. 224, pp. 227–246.

Labs, K. y Harrington, K. (1982). Regional Suitability of earth tempering. Proceedings Earth Shelter Performance and Evaluation. L. L. Boyer, ed. Stillwater, OK: Architectural Extension/Oklahoma State University, pp.41-51.

Llopis G, Rodrigo V. Guía de la energía geotérmica[J]. Dirección general de la industria energía, y minas, consejería de economía y consumo, España 185p, 2008.

Nield D A, Bejan A. Convection in porous media[M]. Springer Science & Business Media, 2006.

Poling, B.E., J.M. Prausnitz, and J. O'Connell, The Properties of Gases and Liquids, 5th Edition, McGraw-Hill, New York, (2000), ISBN 0070116822 / 9780070116825.

Prickett, Th.A., Naymik, Th.G., Longquist, C.G., 1981. A random walk solute transport model for selected groundwater quality evaluations. Illinois State Water Survey. Bulletin, vol. 65. 103 pp.

Salamon P, Fernàndez-Garcia D, Gómez-Hernández J J. A review and numerical assessment of the random walk particle tracking method[J]. Journal of contaminant hydrology, 2006, 87(3): 277-305.

Scheidegger, A.E., 1954. Statistical hydrodynamics in porous media. Journal of Geophysical Research 66, 3273–3278.

Šimůnek J, He C, Pang L, et al. Colloid-facilitated solute transport in variably saturated porous media[J]. Vadose Zone Journal, 2006, 5(3): 1035-1047.

Stratonovich, R.L., 1966. A new representation for stochastic integrals and equations. SIAM Journal on Control 4, 362–371.

VEREIN DEUTSCHER INGENIEURE (VDI) 4640, 2010. “Thermal use of the underground –VDI 4640 part 1 – Fundamentals, approvals, environmental aspect”. Beuth Verlag, Berlin.Germany.

Yang, H., Cui, P., & Fang, Z. 2010. Vertical-borehole ground-coupled heat pumps: A review of models and systems. Applied Energy , 16-17.